

# THESE

présentée par

**Romain BLOT**

pour obtenir le grade de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DU SUD TOULON-VAR**

Spécialité : Océanographie Physique et Météorologie

## **Etude et modélisation des variations spatio-temporelles des distributions d'aérosols en zone côtière méditerranéenne**

Soutenue le 19 juin 2009

Directeur de thèse :

M. Gilles Tedeschi : Maître de conférences de l'Université du Sud Toulon-Var  
M. Jacques Piazzola : Professeur de l'Université du Sud Toulon-Var

Composition du Jury :

M.Philippe	Fraunie, Professeur à l'USTV	Examineur
M.Guy	Cautenet , Professeur au LAMP	Rapporteur
M.Alexander M.J.	Van Eijk , Professeur à l'Ecole Centrale de Nantes	Rapporteur
M. Yvonick	Hurtaud , Docteur-Ingénieur à la DGA	Examineur
M. Jacques	Piazzola, Professeur à l'USTV	Examineur
M. Serge	Despiau-Pujo , Maître de conférence à l'USTV	Examineur
Mme Olga	Lado-Bordowsky, Professeur à l'ENSSAT	Examineur
M. Gilles	Tedeschi, Maître de conférence à l'USTV	Examineur

Préparée au sein du laboratoire LSEET

Laboratoire de Sondages Electromagnétiques de l'Environnement Terrestre





# THESE

présentée par

**Romain BLOT**

pour obtenir le grade de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DU SUD TOULON-VAR**

Spécialité : Océanographie Physique et Météorologie

## **Etude et modélisation des variations spatio-temporelles des distributions d'aérosols en zone côtière méditerranéenne**

Soutenue le 19 juin 2009

Directeur de thèse :

M. Gilles Tedeschi : Maître de conférences de l'Université du Sud Toulon-Var  
M. Jacques Piazzola : Professeur de l'Université du Sud Toulon-Var

Composition du Jury :

M.Philippe	Fraunie, Professeur à l'USTV	Examineur
M.Guy	Cautenet , Professeur au LAMP	Rapporteur
M.Alexander M.J.	Van Eijk , Professeur à l'Ecole Centrale de Nantes	Rapporteur
M. Yvonick	Hurtaud , Docteur-Ingénieur à la DGA	Examineur
M. Jacques	Piazzola, Professeur à l'USTV	Examineur
M. Serge	Despiau-Pujo , Maître de conférence à l'USTV	Examineur
Mme Olga	Lado-Bordowsky, Professeur à l'ENSSAT	Examineur
M. Gilles	Tedeschi, Maître de conférence à l'USTV	Examineur

Préparée au sein du laboratoire LSEET

Laboratoire de Sondages Electromagnétiques de l'Environnement Terrestre



*A mon grand père pour qui la recherche est une passion,  
A mon frère et sa compagne,  
A mes parents.*



# Remerciements

Me voilà en train de rédiger les traditionnels remerciements du manuscrit de thèse, ce qui signifie qu'après tous mes efforts, l'aventure arrive bientôt à son terme. Le doctorat a été pour moi, sans aucun doute, bien plus qu'un travail scientifique. Ces 3 années et demi m'ont réellement demandé un investissement total, tant au niveau humain qu'intellectuel. Je crois que tout doctorant vit une relation passionnée avec sa thèse et connaît des périodes de joie, de déprime totale, de fierté, de ras le bol, d'admiration et d'incompréhension absolue d'une grande partie de la société. En thèse on a toujours l'impression d'être seul mais, finalement, c'est en grande partie grâce à ce type d'expérience de vie que l'on peut se rendre compte des gens exceptionnels qui vous entourent. Alors les remerciements sont ici bien plus qu'un détail politique, c'est un peu un MERCI au sens "psychanalytique" du terme...

Je suis très reconnaissant envers tous les membres du jury d'avoir accepté de participer à cette commission d'examen, d'autant plus que certains venaient de loin. M. Guy Cautenet et M. Alexander Van Eijk ont apporté un grand soin à la lecture du manuscrit et leurs remarques constructives m'ont permis d'améliorer mon travail de thèse.

Je remercie M. Philippe Fraunié, directeur du LSEET qui m'a accueilli au laboratoire, ainsi que l'ensemble du personnel et des enseignants chercheurs.

Bien entendu, je remercie M. Jacques Piazzola d'avoir encadré ma thèse ainsi que pour son soutien, sa confiance et surtout sa patience. Je te remercie énormément de m'avoir donné l'opportunité de participer à deux campagnes de mesures, qui resteront à jamais des expériences sensationnelles. Je remercie également M. Gilles Tedeschi, co-directeur de thèse, qui m'a laissé toute liberté dans l'utilisation du modèle RAMS.

Je tiens à témoigner toute ma reconnaissance à monsieur l' " africain-antillais-capitaliste français et parfois communiste " Tathy Missamou qui m'a quasiment traité comme son fils adoptif pendant cette dernière année. Je te remercie pour ta disponibilité, ton aide, et de m'avoir fait profiter de ton expérience sur le terrain et de tes compétences dans les instruments de mesures. Je n'oublierai pas tous nos débats sur les relations humaines et le partage de nos opinions, souvent opposées.

Mes plus vifs remerciements à la jeune équipe de chercheurs qui m'a apporté un soutien inestimable. Julien Touboul a toujours été disponible pour écouter mes plaintes, mais aussi donner de brillants conseils ainsi que de forts encouragements. Merci à mon ami M. Damien " West Coast " Sous qui, même si l'on ne se connaissait que peu, a été présent dans des moments difficiles... D'immenses remerciements à M. Marc François : j'ai pris un grand plaisir à discuter de "bubbles", de Whitcaps mais plus particulièrement de  $u_*$  et de  $z_0$ . Je te remercie également pour ton appui permanent et ton amitié. Nul doute que sans ces personnes, la tâche aurait été encore plus ardue.

Je remercie tous les doctorants que j'ai pu côtoyer lors de mon séjour au LSEET, entre autre, Amandine, Yasmine, Sabrina, Elena mais plus particulièrement M. David Guimbard avec qui j'ai passé de nombreuses nuits à refaire le monde autour d'un, voire plusieurs verres de rhum (plutôt plusieurs en fait...). Merci à Fabrice Gouaud pour son soutien moral et de m'avoir fait profiter de son expérience de fin de thèse au LSEET.

Je pense également fortement à mes amis : Guidu et Seb, mes potes de galères thésards, Elena alias "Xena Tsunami" qui ne m'a jamais lâché, Johanne qui est l'une des rares filles que je connaisse qui se prend autant la tête que moi et qui tient une place à part dans mon coeur, Gaspard et Rosa avec leurs deux petits monstres (Guem et Lou) et enfin Ben, mon collègue toulonnais. Pour la plupart, vous n'avez jamais rien compris à ce que je faisais mais vous m'avez toujours encouragé et apporté votre affection. Le plus précieux dans la vie est d'avoir des gens sur qui l'on peut compter. Je vous suis éternellement reconnaissant d'avoir toujours laissé les portes de vos maisons et de vos frigos grandes ouvertes. Je n'oublie pas non plus tous mes amis marseillais : Anne-Laure, Nico, Mathieu casquette, Mickey, Charlie, Jérémie, Djé, Sardine....tous les Extrémistes qui ont toujours su me changer les idées.

Le doctorat marque la fin d'un long cursus universitaire, cela n'aurait pas été possible sans l'aide de "papa et maman" qui ont toujours cru en mes capacités et qui ont eu l'immense tâche de supporter les plus mauvais côtés de mon caractère. Je vous remercie de m'avoir inculqué toutes les valeurs humaines qui m'ont permis de me battre durant toutes ces années. Je remercie également ma tante et mon oncle de m'avoir accueilli chez eux lors de ma "cavale" en première année de thèse ainsi que mon frère et sa compagne pour leur affection.

# Table des matières

<b>Remerciements</b>	<b>v</b>
<b>Introduction</b>	<b>i</b>
<b>1 L'aérosol dans la Couche Limite Atmosphérique Marine (CLAM)</b>	<b>1</b>
1.1 Introduction	1
1.2 Généralités sur les aérosols	2
1.2.1 Définition	2
1.2.2 Production et élimination	3
1.2.3 Source et nature chimique des aérosols	4
1.2.4 Complexité de l'environnement côtier	6
1.3 La couche limite atmosphère marine	7
1.3.1 Description	7
1.3.2 Etats de la CLAM	8
1.3.3 Structure	8
1.3.3.a La couche d'Ekman	8
1.3.3.b La sous couche visqueuse	9
1.3.4 La couche de surface "couche à flux constants" à l'interface air-mer	9
1.3.4.a Cas idéale de stabilité neutre :	9
1.3.4.b Atmosphère stratifiée :	11
1.3.4.c Coefficient d'échange à l'interface air-mer	13
1.4 Les aérosols marins dans la CLAM	14
1.4.1 Mécanismes de production	14
1.4.1.a Les gouttes de film	15
1.4.1.b Les gouttes de jet	15
1.4.1.c L'écèlement direct	17
1.4.2 Représentation des spectres de tailles	17
1.4.2.a Représentation	17
1.4.2.b Paramétrisations	18
1.5 Transport des aérosols dans la CLAM	19
1.5.1 Elimination des aérosols de la CLAM	19
1.5.2 Equation de transport	20
1.6 Génération des aérosols à la surface de la mer	22
1.6.1 Flux de surface	22
1.6.2 Notion sur les vagues	25
1.6.2.a Modélisation paramétrique des vagues	25
1.6.2.b Temps d'équilibre :	27
1.6.3 Notion sur le déferlement	28
1.6.3.a Description	28
1.6.3.b Paramétrisations de la couverture moutonneuse	29

1.6.3.c	Le déferlement en milieu côtier . . . . .	30
1.7	conclusion . . . . .	33
<b>2</b>	<b>La campagne de mesures Porquerolles 2007 : acquisition, traitement des données et résultats généraux</b>	<b>35</b>
2.1	Introduction . . . . .	35
2.2	Moyens instrumentaux et données utilisées . . . . .	36
2.2.1	La station de mesure . . . . .	36
2.2.2	Les capteurs météorologiques . . . . .	36
2.2.3	Les impacteurs en cascade : Analyse Chimique . . . . .	38
2.2.4	Les granulomètres . . . . .	38
2.3	Acquisition et stockage . . . . .	39
2.3.1	Données météorologiques . . . . .	39
2.3.2	Les données granulométriques . . . . .	39
2.3.2.a	Traitement des données granulométriques . . . . .	40
2.3.2.b	Incertitudes liées aux mesures granulométriques . . . . .	40
2.3.2.c	Traitement des données brutes . . . . .	41
2.3.2.d	Correction de l'humidité . . . . .	43
2.4	Résultats généraux . . . . .	44
2.4.1	Base de données enregistrées . . . . .	44
2.4.2	Caractérisation chimique des aérosols . . . . .	45
2.4.3	Caractérisation physique des aérosols . . . . .	49
2.5	Conclusion . . . . .	50
<b>3</b>	<b>Quelques éléments relatifs à la climatologie de la zone côtière méditerranéenne</b>	<b>51</b>
3.1	Introduction . . . . .	51
3.2	Les vents régionaux et locaux . . . . .	52
3.3	Le Mistral . . . . .	53
3.3.1	Description générale . . . . .	53
3.3.2	Masse d'air . . . . .	54
3.3.3	Situations météorologiques favorables . . . . .	55
3.3.4	Inhomogénéité spatiale en direction . . . . .	56
3.4	conclusion . . . . .	57
<b>4</b>	<b>Couverture spatiale des aérosols à l'échelle régionale</b>	<b>59</b>
4.1	Introduction . . . . .	59
4.2	Le modèle météorologique RAMS 4.3 . . . . .	60
4.2.1	Description générale . . . . .	60
4.2.2	Description du modèle numérique . . . . .	60
4.2.2.a	Type de Maille . . . . .	60
4.2.2.b	Représentation spatiale . . . . .	60
4.2.2.c	Structure verticale . . . . .	60
4.2.2.d	Imbrication des grilles de simulations . . . . .	61
4.2.3	Discretisation . . . . .	61
4.2.4	Paramétrisations . . . . .	63
4.2.4.a	Flux turbulent . . . . .	63
4.2.4.b	Couche de surface . . . . .	64
4.2.4.c	Sols et végétations . . . . .	65
4.2.4.d	Flux radiatif . . . . .	65
4.2.5	Conditions aux frontières . . . . .	67



4.2.5.a	Frontières latérales . . . . .	67
4.2.5.b	Frontières verticales . . . . .	67
4.2.5.c	Topographie . . . . .	67
4.2.5.d	Assimilation/initialisation/forçage . . . . .	67
4.2.6	Limites des simulations . . . . .	68
4.3	Le modèle aérosolaire Medex . . . . .	70
4.3.1	Description . . . . .	70
4.3.2	Performances . . . . .	71
4.3.3	Etude de sensibilité . . . . .	72
4.4	Le couplage RAMS-Medex . . . . .	74
4.4.1	Méthodologie . . . . .	74
4.4.2	Importance de la résolution du maillage . . . . .	75
4.5	Applications . . . . .	77
4.5.1	Propriétés des simulations . . . . .	77
4.5.1.a	Grilles de calculs : . . . . .	77
4.5.1.b	Echanges radiatifs : . . . . .	78
4.5.1.c	Microphysique : . . . . .	78
4.5.1.d	Initialisation/Assimilation/Forçage : . . . . .	78
4.5.1.e	Température de surface : . . . . .	79
4.5.2	Simulations réalisées . . . . .	79
4.5.3	Résultats . . . . .	80
4.5.3.a	Cas 1 :Le 16 Mai 2007 06H UTC . . . . .	80
4.5.3.b	Cas 2 : Le 16 Mai 2007 18H UTC . . . . .	85
4.5.3.c	Cas 3 :Le 17 Novembre 2000 10H UTC . . . . .	88
4.6	Validation à Porquerolles à l'aide des mesures granulométriques . . . . .	91
4.7	Conclusion . . . . .	93
<b>5</b>	<b>Modélisation paramétrique des concentrations d'aérosols basée sur la campagne de mesures 2007</b>	<b>95</b>
5.1	Introduction . . . . .	95
5.2	Paramétrisation de Medex version 2007 . . . . .	96
5.2.1	Coefficients . . . . .	96
5.2.2	Résultats . . . . .	96
5.3	Comparaison de Medex 2007 et 2000 . . . . .	98
5.3.1	Influence du fetch sur les coefficients . . . . .	98
5.3.2	Influence de la vitesse du vent sur les coefficients . . . . .	99
5.3.3	Comparaison des concentrations en aérosols . . . . .	100
5.3.4	Synthèse . . . . .	101
5.4	Comparaison avec les mesures de Porquerolles 2007 . . . . .	103
5.4.1	Performances . . . . .	103
5.4.2	Synthèse . . . . .	105
5.5	Application : Comparaison RAMS-Medex 2000 et RAMS-Medex 2007 . . . . .	106
5.6	Conclusion . . . . .	107
<b>6</b>	<b>Etude des paramètres influençant les variations de concentrations en aérosols lors de la campagne de mesures Porquerolles 2007</b>	<b>109</b>
6.1	Introduction . . . . .	109
6.2	Etudes des concentrations d'aérosols par Mistral . . . . .	110
6.2.1	Description générale d'un épisode de Mistral . . . . .	110
6.2.2	Etude de la dépendance vent/fetch des concentrations en aérosols . . . . .	112

6.2.3	Variations temporelles : . . . . .	116
6.2.3.a	Des conditions météorologiques . . . . .	116
6.2.3.b	Des concentrations en aérosols . . . . .	118
6.2.4	Influence du fetch sur les distributions en aérosols . . . . .	124
6.2.5	Influence du vent sur les distributions en aérosols . . . . .	126
6.2.6	Influence de la hauteur de la CLAM . . . . .	127
6.2.7	Vitesse de frottement et Stabilité atmosphérique . . . . .	128
6.2.7.a	Méthode de calcul . . . . .	128
6.2.7.b	Résultats . . . . .	129
6.3	Conclusion . . . . .	131
<b>7</b>	<b>Application : Modélisation numérique du transport des aérosols marins</b>	<b>133</b>
7.1	introduction . . . . .	133
7.2	Modélisation numérique : le modèle MACMod . . . . .	134
7.2.1	Equation générale de transport . . . . .	134
7.2.2	Discrétisation . . . . .	134
7.2.2.a	Maillage . . . . .	134
7.2.2.b	Equations discrétisées . . . . .	136
7.2.3	Processus paramétrisés . . . . .	139
7.2.3.a	Flux turbulent . . . . .	139
7.2.3.b	Flux de dépôt . . . . .	139
7.2.3.c	Flux d'aérosols . . . . .	140
7.3	Résultats . . . . .	141
7.3.1	Comparaisons avec des données expérimentales . . . . .	141
7.3.2	Etude du transport des aérosols issus de la zone de surf . . . . .	141
7.3.2.a	Influence de l'ASTD . . . . .	141
7.3.2.b	Propriétés des simulations . . . . .	142
7.3.2.c	Résultats . . . . .	143
7.4	conclusion . . . . .	146
	<b>Conclusion générale</b>	<b>147</b>

# Table des figures

.1.1	Distribution en tailles selon Whitby (1978)	2
.1.2	Génération des différents modes du spectre granulométrique suivant Whitby (1978)	3
.1.3	Composition chimique des différents modes du spectre granulométrique pour les composés inorganiques (Wall <i>et al.</i> , 1988)	6
.1.4	Couche limite et atmosphère libre	7
.1.5	Formation des gouttes de film et de jet : a-c) Remonté de la bulle d'air à la surface. d) Éclatement de la bulle et éjection des gouttes de film. e) Formation d'un jet dans la cavité laissée par la bulle d'air après éclatement. f) La cavité se rétrécit du fait de l'action de l'eau environnante, le jet grandit puis laisse apparaître plusieurs petites gouttes de jet.	14
.1.6	Schéma représentatif des mécanismes directs et indirects de production d'embruns à la surface de la mer lors du déferlement d'une vague.	17
.1.7	Exemple de distribution en taille d'aérosols mesurée	18
.1.8	Représentation des flux d'aérosols marins	23
.1.9	Les différents types de déferlement	29
.1.10	Couverture de Whitecap en fonction du vent à 10 mètres : en trait plein le modèle de Wu (1988), en tirets le modèle de Monahan & O'Muircheartaigh (1980), en trait plein rouge $W = 1.34 * 10^{-3} (U_{10} - 2.48)^3$ , les ronds rouges représentent des mesures expérimentales de <b>W</b> pour des fetch inférieures à 60-70 km (Campagne de mesures : Bohai;EMMA;FETCH)	31
.1.11	Couverture de Whitecap en fonction de $\tilde{X}$ : les ronds rouges représentent des mesures expérimentales de <b>W</b> pour des fetch inférieures à 60-70 km (Campagne de mesures : Bohai;EMMA;FETCH)	32
.1.12	Couverture de Whitecap en fonction de $\tilde{X}$ : en bleu le modèle de Xu et al (2000), les triangles bleus représentent les données de FETCH, en vert les données de Bohai et en violet les données de EMMA	33
.2.1	Région d'étude	36
.2.2	Station de mesure de Porquerolles. De gauche à droite : le mât météorologique et porteur des granulomètres, l'abri avec les panneaux solaires et son éolienne, le groupe électrogène.	37
.2.3	Capteurs météorologiques; De gauche à droite : l'anémomètre, la girouette, le baromètre, le thermomètre/hygromètre	37
.2.4	Les deux impacteurs en cascade	38
.2.5	Les deux sondes granulométriques montées et le schéma de fonctionnement	39
.2.6	Appareils d'acquisitions des données météorologiques et granulométriques : Le PC, le DataHog, le DA001	40
.2.7	Traitement des données de PMS	41
.2.8	Facteur d'erreur moyen et écart type entre l'approximation polynomiale et les mesures réelles	42

.2.9 Coefficient de correction $C^0$ en fonction de l'humidité relative. . . . .	44
.2.10 Exemple de distribution en aérosols après correction de l'humidité à 80% . . . . .	44
.2.11 Rose des vents pour la station de Porquerolles du 10/05/2007 au 10/06/2007 . . . . .	45
.2.12 Types de masses d'air observées lors de la campagne de mesures Porquerolles 2007 . . . . .	46
.2.13 Rétrotrajectoire de 5 jours donnée pour le 26/05/2007 à 12H00 UTC . . . . .	47
.2.14 Chimie associée aux types de masses d'air observées lors de la campagne de mesures Porquerolles 2007 . . . . .	48
.2.15 Distributions en tailles des aérosols pour les masses d'air de type "Côtier", "Marin", "Mistral" . . . . .	49
.3.1 Les vents du Sud-Est de la France . . . . .	52
.3.2 Trajectoire typique de masse d'air pour un Mistral . . . . .	54
.3.3 Configurations isobariques et régions affectées par les vents orographiques du Nord-Ouest de la Méditerranée. a) Régime d'Ouest, b) Régime de Nord-Ouest, c) Régime de Nord et d) Régime de Nord-Est d'altitude (d'après Orioux & Pouget (1984)). Les zones en pointillées donnent une indication de l'extension horizontale des vents les plus forts en surface . . . . .	55
.3.4 Roses des vents enregistrés sur les sémaphores de Pomègues, Bec de l'Aigle, Cap Cépet, Porquerolles, Cap Camarat, Cap Corse et Cap Pertusato. . . . .	56
.3.5 Topographie de la région ; 1) Ville de Marseille, 2) Saint-Madrier/Vigie de Cépet, 3) Toulon, 4) Porquerolles, 5) Ile du Levant, 6) Golf de Saint-Stropez, 7) Cap Sicié . . . . .	57
.4.1 Exemple de système de grilles imbriquées pour le maillage du bassin méditerranéen, de haut en bas respectivement : la grille mère ( $\Delta x=10\text{km}$ , $\Delta t=10\text{ s}$ ), la grille intermédiaire ( $\Delta x=5\text{km}$ , $\Delta t=5\text{ s}$ ) et la grille fille ( $\Delta x=1\text{km}$ , $\Delta t=1\text{ s}$ ) . . . . .	62
.4.2 Réanalyse ECMWF du champ de vents à 1000hPa le 17 novembre 2000 à 00 UTC pour $0.25^\circ$ et $0.5^\circ$ de résolution . . . . .	69
.4.3 Distributions en tailles de l'aérosol en zone côtière Méditerranéenne. Les graphiques en couleurs représentent des distributions mesurées pour une vitesse de vent comprise entre 12.5 et 13.5 m/s pour un fetch de 25 km. En trait noir est reportée la distribution modélisée pour une vitesse de 13m/s. . . . .	71
.4.4 Evolution en fonction du fetch de la concentration en aérosols prédite par Medex . . . . .	73
.4.5 Evolution en fonction de la vitesse du vent de la concentration en aérosols prédite par Medex . . . . .	73
.4.6 Représentation schématique de la procédure mise en oeuvre afin d'obtenir la couverture spatiale des aérosols à échelle régionale . . . . .	76
.4.7 Comparaison des concentrations en aérosols calculés par le couplage Medex-Rams au point $42.8^\circ\text{N}$ ; $6.00^\circ\text{E}$ pour une grille de résolution 1 km et de 5km. . . . .	76
.4.8 Grilles de simulations . . . . .	77
.4.9 Comparaison pour le 16/05/2007 entre les sorties de RAMS (.) et les valeurs mesurées (.) sur l'île de Porquerolle, du Levant et du Cap Cépet pour la vitesse et la direction du vent à 20 m . . . . .	81
.4.10 Champs de vents à 500 hPa, Champs de vents à 20 mètres ( $U_{20}$ ) et longueurs de fetch pour le 16/05/2007 à 06H UTC (grille fille) . . . . .	83
.4.11 Couvertures spatiales des aérosols de diamètre ( $D_{80}$ ) 0.5, 5, 10 $\mu\text{m}$ prédites par le couplage RAMS-Medex le 16/05/2007 à 06H UTC (grille fille) . . . . .	84
.4.12 Champs de vents à 500 hPa, Champs de vents à 20 mètres et longueurs de fetch pour le 16/05/2007 à 18H UTC (grille fille) . . . . .	86
.4.13 Couvertures spatiales des aérosols de diamètre ( $D_{80}$ ) 0.5, 5, 10 $\mu\text{m}$ prédites par le couplage RAMS-Medex le 16/05/2007 à 18H UTC (grille fille) . . . . .	87

.4.14 Comparaison de la vitesse du vent à 20 m d'altitude et de la direction du vent entre les sorties de RAMS (.) et les valeurs mesurées (.) sur l'île de Porquerolles le 17/11/2000 (grille fille) . . . . .	88
.4.15 Champs de vents à 500 hPa, Champs de vents à 20 mètres et longueurs de fetch pour le 17/11/2000 à 10H UTC (grille fille) . . . . .	89
.4.16 Couvertures spatiales des aérosols de diamètre ( $D_{80}$ ) 0.5, 5, 10 $\mu\text{m}$ prédites par le couplage RAMS-Medex le 17/11/2000 à 10H UTC (grille fille) . . . . .	90
.4.17 Comparaison des distributions en aérosols prédites par le Couplage RAMS-Medex et celles mesurées à Porquerolles . . . . .	92
.5.1 Concentrations en aérosols données par le modèle aérosolaire Medex 2007 . . . . .	97
.5.2 Evolution des coefficients de Medex 2000 et Medex 2007 suivant le fetch . . . . .	98
.5.3 Evolution des coefficients de Medex 2000 et Medex 2007 suivant la vitesse du vent $U_{20}$ . . . . .	100
.5.4 Evolution des concentrations en aérosols suivant le fetch donné par Medex 2000 et Medex 2007 . . . . .	101
.5.5 Flux interfacial ( $f_{int}$ ) de Martensson <i>et al.</i> (2003) pour une vitesse de vent $U_{10} = 15\text{m/s}$ et pour une température de surface $T_{mer} = 13^\circ\text{C}$ et $T_{mer} = 16.5^\circ\text{C}$ . . . . .	102
.5.6 Histogramme présentant le nombre de données utilisé pour les calculs des coefficients de Medex 2000 et Medex 2007 . . . . .	103
.5.7 Histogramme de fréquences d'occurrence de vitesses de vent pour la campagne de mesure de Porquerolles 2000 et Porquerolles 2007 . . . . .	103
.5.8 Comparaisons des distributions en aérosols mesurées à Porquerolles avec les modèles Medex 2000, Medex 2007 et le modèle développé en Irlande (Inisheer) . . . . .	105
.5.9 Comparaison entre les couvertures spatiales en aérosols obtenues en couplant RAMS avec Medex 2000 et RAMS avec Medex 2007 pour le 16/05/2007 06H UTC et le 16/05/2007 18H UTC . . . . .	106
.5.10 Comparaison des distributions en aérosols prédites par le couplage RAMS-Medex 2007 et celles mesurées à Porquerolles . . . . .	107
.6.1 Evolution des paramètres météorologiques pour la période du 14 au 18 mai 2007 sur l'île de Porquerolles (Relevés Météo France) . . . . .	111
.6.2 Dépendance du logarithme des concentrations en aérosols avec le vent pour un fetch de 25 Km et 100 km (campagne de mesures Porquerolles 2007) . . . . .	112
.6.3 Coefficient de corrélation des concentrations en aérosols de $D_{80} = 0.2, 0.5, 5, 10\mu\text{m}$ avec $U_{20}$ , $\xi = z/L$ , $\Delta T = T_{air} - T_{mer}$ et $T_{air}$ quel que soit $\xi$ et pour différents fetch . . . . .	115
.6.4 Coefficient de corrélation des concentrations en aérosols de $D_{80} = 0.2, 0.5, 5, 10\mu\text{m}$ avec $U_{20}$ , $\xi = z/L$ , $ASTD = T_{air} - T_{mer}$ et $T_{air}$ pour des conditions atmosphériques instables et quasi-neutres et pour un fetch de 25 km . . . . .	115
.6.5 Evolutions temporelles de la vitesse du vent $U_{20}$ , de la direction et de l'humidité relative enregistrées à la station de Porquerolles le 15-16 Mai 2007 et moyennées par heures . . . . .	117
.6.6 Stationnarité et instationnarité du champ de vent pour le 15 et 16 Mai 2007 . . . . .	118
.6.7 Evolution temporelle des concentrations en aérosols normalisées par le maximum de concentrations pour chaque diamètres de particules et pour le 15 - 16 Mai 2007 . . . . .	119
.6.8 Concentrations des aérosols $n(D_{80})$ de tailles 0.5 $\mu\text{m}$ , 5 $\mu\text{m}$ , 10 $\mu\text{m}$ en fonction de la vitesse du vent $U_{20}$ pour le 15-16 Mai 2007 à Porquerolles . . . . .	120
.6.9 Concentrations des aérosols $n(D_{80})$ de taille 0.5 $\mu\text{m}$ , 5 $\mu\text{m}$ , 10 $\mu\text{m}$ en fonction de la vitesse du vent $U_{20}$ et du fetch X pour le 15-16 Mai 2007 à Porquerolles . . . . .	121

.6.10 Concentrations des aérosols $n(D_{80})$ de tailles $0.5 \mu\text{m}$ , $5 \mu\text{m}$ , $10 \mu\text{m}$ en fonction de la vitesse du vent $U_{20}$ et du fetch $X$ en conditions stationnaires pour le 15-16 Mai 2007 à Porquerolles . . . . .	123
.6.11 Comparaison des distributions en tailles des aérosols pour les fetch de 25 km et 100 km . . . . .	124
.6.12 Comparaison des distributions en tailles des aérosols pour différentes vitesses de vent . . . . .	126
.6.13 Calcul du nombre de Richardson Bulk Rib pour différentes températures de la mer	129
.6.14 Evolutions temporelles de la température de l'air $T_{air}$ , de la vitesse de frottement $u_*$ et du paramètre de stabilité $\xi = z/L$ pour le 15-16 Mai 2007 . . . . .	130
.7.1 Domaine de calcul . . . . .	135
.7.2 Processus de déposition dans la CLS . . . . .	140
.7.3 Comparaison entre des données expérimentales issues de la campagne de mesures Porquerolles 2007 et les résultats du modèle MacMod . . . . .	141
.7.4 Processus de déposition dans la CLS . . . . .	142
.7.5 Simulation du transport des aérosols issus de la zone de surf pour $U_{10}=15 \text{ m/s}$ et $ASTD=-5K$ . . . . .	143
.7.6 Profils de concentrations en aérosols pour $r=1\mu \text{ m}$ et $U_{10}=5\text{m/s}$ . . . . .	144
.7.7 Profils de concentrations en aérosols pour $r=5\mu \text{ m}$ et $U_{10}=5\text{m/s}$ . . . . .	145
.7.8 Comparaison des concentrations en aérosols pour des cas de stabilité stable et instable par rapport au cas neutre à une distance de 50 km de la côte. . . . .	146

# Liste des tableaux

.1.1	Estimation des sources d'aérosols sur un an par Kiehl et Rodhe (1995) . . . . .	5
.1.2	Constantes pour les fonctions universelles de Businger-Dyer . . . . .	12
.1.3	Coefficients de CdN . . . . .	14
.1.4	Tableau répertoriant les données utilisées par Wu (2001) pour la paramétrisation du nombre de gouttes de jet produites en fonction du rayon de la bulle génératrice. . . . .	15
.1.5	Coefficients pour la vitesse d'éjection des gouttes de jet . . . . .	16
.1.6	Résumé des fonctions sources pour les flux d'aérosols marins couramment citées dans la littérature . . . . .	24
.1.7	Coefficients à utiliser dans la fonction source de Martensson <i>et al.</i> (2003) . . . . .	24
.1.8	Coefficients à utiliser dans la fonction source de Clark <i>et al.</i> (2006) . . . . .	25
.1.9	Coefficients pour les relations paramétriques de vagues en fonction du fetch . . . . .	27
.2.1	Coefficient $S_i^0$ . . . . .	43
.4.1	Types de végétations/sols considérés par RAMS . . . . .	66
.4.2	Facteurs de performances maximales pour un intervalle de confiance de 68% . . . . .	72
.4.3	Facteurs de performances maximales pour un intervalle de confiance de 68% en condition stationnaire . . . . .	72
.4.4	Ecart relatifs entre les concentrations prédites par le couplage Medex-RAMS pour une grille de résolution 1 km et une grille de résolution 5 km pour deux localisations différentes. . . . .	75
.4.5	Tableau récapitulatif des caractéristiques des grilles de simulation . . . . .	78
.4.6	Périodes de Mistral simulées . . . . .	79
.4.7	Temps minimaux pour obtenir les conditions de fetch limité suivant la vitesse du vent . . . . .	80
.5.1	Facteurs de performance maximale pour les fetch courts (~25 km) et un intervalle de confiance de 68%, donnés par Medex version (2000) par rapport aux données mesurées en 2007 . . . . .	103
.5.2	Facteurs de performance maximale pour les fetch longs (~100 km) et un intervalle de confiance de 68%, donnés par Medex version (2000) par rapport aux données mesurées en 2007 . . . . .	104
.5.3	Facteurs de performance maximale pour les fetch courts (~25 km) et un intervalle de confiance de 68%, donnés par Medex version (2007) par rapport aux données mesurées en 2007 . . . . .	104
.5.4	Facteurs de performance maximal pour les fetch longs (~100 km) et un intervalle de confiance de 68%, donné par Medex version (2007) par rapport aux données mesurées en 2007 . . . . .	104

.6.1	Température de surface de la mer dans la baie de Toulon issue de la base de données ECMWF pour l'épisode de Mistral du 14 au 15 mai 2007 . . . . .	110
.6.2	Coefficients de corrélation des régressions linéaires ( $\log(n) = \alpha U + N_0$ ) entre les concentrations en aérosols et la vitesse du vent pour différentes campagnes de mesures . . . . .	114



# Introduction

L'aérosol atmosphérique est issu de diverses sources d'origine naturelle ou anthropique et présente une large variété de tailles et de compositions chimiques. Depuis trois décennies, l'intérêt des scientifiques pour une meilleure connaissance des particules d'aérosols n'a cessé de croître du fait de leur impact sur l'environnement et la santé. En effet, ces particules en suspension dans l'air jouent un rôle prépondérant à la fois dans la régulation du climat mais aussi dans de nombreux processus photochimiques ayant une influence sur les concentrations de photo-oxydants. A l'instar des gaz à effet de serre ces particules modifient le bilan radiatif aussi bien à grande échelle qu'à l'échelle locale en contribuant probablement à un ralentissement du réchauffement climatique. L'estimation des sources d'aérosols constitue donc un point majeur pour les modèles climatiques globaux et plus localement pour les prévisions de la qualité de l'air. L'impact anthropique de l'aérosol s'exerce principalement du fait des rejets industriels et domestiques dans l'air et dans l'eau typiques des zones urbanisées. **On estime qu'environ 75 % de la pollution atmosphérique atteignant l'espace marin provient des zones urbanisées côtières par les processus de dépôt particuliers. Les apports de nutriments par voie atmosphérique peuvent notamment dépasser 40 % des apports totaux (Paerl *et al.*, 2000).**

Avec 70 % de la surface de la planète recouverte par les océans, la présence de particules salées, produites majoritairement par le déferlement de vagues, représente une composante majeure dans le cycle géochimique de l'atmosphère. Ces particules constituent des noyaux de condensation qui interviennent dans les processus de formation nuageuse et dans les modifications d'albédo qui en découlent. Elles permettent le transport atmosphérique d'une grande variété de matières organiques. Avec les poussières désertiques, les embruns représentent la plus grande contribution en masse de l'aérosol atmosphérique. **Des estimations récentes suggèrent une production de particules salées de l'ordre de 1000 à 10,000 Tg par an (Kiehl & Rodhe (1995)). En particulier, l'aérosol marin représente environ 90 % des particules présentes dans la Couche Limite Atmosphérique Marine (Seinfeld & Pandis, 1998).**

**La région méditerranéenne** reçoit un intérêt certain de la part de la communauté recherche française dans les domaines Océan-Atmosphère (OA) et Surfaces et Interfaces Continentales (SIC). La zone méditerranéenne est en effet un lieu privilégié pour l'étude des couplages océan-atmosphère-hydrologie-écosystèmes. Un bassin océanique quasi-fermé, une orographie marquée sur son pourtour, un climat très contrasté et une forte urbanisation sont des particularités géographiques qui donnent au domaine méditerranéen une complexité particulière. Les interactions et rétroactions du système couplé jouent un rôle prépondérant sur les dynamiques géophysiques et biologiques ; en outre, elles sont fréquemment à l'origine d'événements extrêmes qui affectent particulièrement les régions méditerranéennes.

A ce titre, les travaux du laboratoire LSEET s'inscrivent dans les programmes scientifiques du "chantier de la méditerranée" pilotée par l'INSU mais plus particulièrement dans le programme CHARMEX (Chemistry Aerosol Mediterranean Experiment) qui vise, entre autre, à une meilleure connaissance des flux de génération et du transport atmosphérique de l'aérosol marin représentant un intérêt majeur pour le cycle géochimique de l'aérosol. La mer Méditerranée, qui occupe un espace central entre l'Europe et l'Afrique du Nord est le lieu d'une production importante d'aérosols marins, qui, parce qu'ils sont générés dans des atmosphères relativement polluées par les pays limitrophes, sont considérablement modifiés par rapport à une production naturelle. En zone côtière, les aérosols marins générés ponctuellement à la surface de la mer se superposent à une contribution continentale continue issue de sources naturelles et/ou anthropogéniques. Le devenir de ces particules dans l'atmosphère est en grande partie inconnu car les concentrations de particules d'aérosols dans la Couche Limite Atmosphérique Marine (CLAM) sont très variables à la fois dans le temps et dans l'espace. **En particulier, un modèle donnant la variation spatiale des concentrations d'aérosols est nécessaire pour mieux estimer leur forçage radiatif.**

C'est dans ce cadre que s'inscrit ce travail de thèse qui propose une contribution à l'étude de la génération et du transport des particules en zone côtière Méditerranéenne basée sur des mesures expérimentales et le développement d'outils numériques. Après un premier chapitre consacré à situer le problème et à décrire l'état des connaissances sur les aérosols, une description de la station de mesures de l'île de Porquerolles sera reportée au chapitre II. Le chapitre III concerne une description climatologique de la zone d'études.

Un des objectifs de cette thèse est de mieux décrire les variations spatio-temporelles de l'aérosol à échelle locale et méso-échelle de la zone côtière Méditerranéenne. Pour ce faire, une première partie de l'étude a été consacrée à la mise en place d'un couplage entre un modèle météorologique régional (RAMS) et un modèle d'aérosol destiné à prédire les spectres en tailles des particules. Ceci est présenté au chapitre IV. Pour les prédictions de distributions d'aérosols en zone marine, on utilise généralement des modèles de type paramétrique, tels que le modèle NAM (Navy Aerosol Model, [Gathman \(1983\)](#)), implémenté dans le code Modtran ou ANAM ([Gathman & Van-Eijk \(1998\)](#)). Cependant, bien que NAM et ANAM soient relativement corrects pour le plein océan, leurs performances sont peu convaincantes en zone côtière ([Piazzola \*et al.\*, 2000](#)). Pour d'intégrer l'effet des processus côtiers, le laboratoire LSEET a donc développé en 2001 un modèle d'aérosol spécifique à la zone côtière Méditerranéenne, le code Medex, qui fournit la distribution en taille des particules de 0.1 à 40  $\mu\text{m}$ . Le couplage présenté dans ce document devait permettre la généralisation des prédictions de Medex à d'autres zones côtières en tenant compte notamment des détails de l'orographie de la région considérée qui détermine pour une large part la structure horizontale du champ de vent marin. La première partie de ce travail nous a permis de fournir un outil intéressant en vue de la couverture spatiale des concentrations d'aérosols à l'échelle de la zone d'étude. La validation du couplage a été obtenue à partir d'une campagne expérimentale menée du 15 mai au 10 juin 2007 sur l'île de Porquerolles. Ces données ont permis de mettre en évidence les limitations du couplage provenant principalement du caractère stationnaire du modèle paramétrique utilisé pour les distributions en tailles de l'aérosol. Les résultats ont permis aussi d'apporter des améliorations au modèle d'aérosol Medex afin de tenir compte notamment de l'influence saisonnière sur les processus de production à l'interface air-mer. Ceci est présenté au chapitre V.

Pour répondre à la problématique de la variation-spatio-temporelle des aérosols à méso-échelle, un modèle numérique de transport a été développé au cours de ce travail. Au préalable, une étude plus fine des variations des distributions en tailles mesurées à la station de Porquerolles a été menée afin de fournir plus d'informations sur la nature des conditions aux limites du problème posé. Les résultats de cette étude sont retranscrits au Chapitre VI. On a pu montrer par fetch court, typique des états de mer partiellement développés et de conditions instationnaires, une modification des processus de production suivant la taille des particules. De plus, le transport des aérosols est probablement affecté par les variations de hauteur de la couche limite et des conditions de stabilité à l'interface.

Enfin le chapitre VII est consacré à la description et aux premiers résultats de la modélisation numérique du transport. Une comparaison des prédictions du modèle avec les concentrations mesurées en baie de Toulon a été menée et le comportement du modèle a été testé pour des conditions de zone de surf. Ce travail montre des résultats encourageants pour la suite du développement du modèle.



# Chapitre 1

## L'aérosol dans la Couche Limite Atmosphérique Marine (CLAM)

### 1.1 Introduction

Un grand nombre de processus complexes sont à l'origine des variations physiques et chimiques des concentrations en aérosols dans l'atmosphère. Ce chapitre a pour but d'exposer en partie les notions fondamentales qui permettent de caractériser l'évolution des aérosols dans l'atmosphère.

Dans un premier temps, nous définirons les aérosols de manière générale. Ensuite, nous décrirons la structure de la couche limite atmosphérique dans laquelle toutes les particules sont mélangées. Cette étude s'intéresse plus particulièrement à la variation des concentrations d'aérosols marins. Nous nous attacherons pour finir à décrire les processus qui participent à la génération de ces particules par la surface de la mer et à leur transport dans la CLAM.

## 1.2 Généralités sur les aérosols

### 1.2.1 Définition

Les aérosols atmosphériques sont des particules solides ou liquides en suspension dans un milieu gazeux. Ils sont des constituants majeurs de l'atmosphère au même titre que les gaz. Cependant, leur taille et la diversité de leur composition chimique sont plus vastes du fait de la variété et du nombre des sources potentielles. La dimension moyenne des aérosols varie entre quelques nanomètres et quelques dizaines de micromètre. Leur concentration dans l'atmosphère varie entre plusieurs milliers de particules par  $\text{cm}^3$ , pour les plus fins, à des quantités inférieures à  $10^{-6}$  particules par  $\text{cm}^3$  pour les plus grosses.

Les distributions en tailles sont souvent représentées par des lois lognormales. Selon la terminologie de [Whitby \(1978\)](#) (figure.1.1), trois classes modales d'aérosols peuvent être distinguées. Il s'agit du mode "nucléation" pour les particules d'un diamètre géométrique de l'ordre de  $0.01\mu\text{m}$ , du mode "accumulation" pour celles autour de  $0.1\mu\text{m}$  et du mode "grossier" (Coarse) pour les aérosols au-delà de  $1\mu\text{m}$ . Les aérosols pour lesquels le diamètre est inférieur à  $1\mu\text{m}$  peuvent également être désignés comme faisant partie du mode submicronique. Pour ceux dont le diamètre est supérieur à  $1\mu\text{m}$ , on peut désigner ces aérosols comme faisant partie du mode supermicronique.

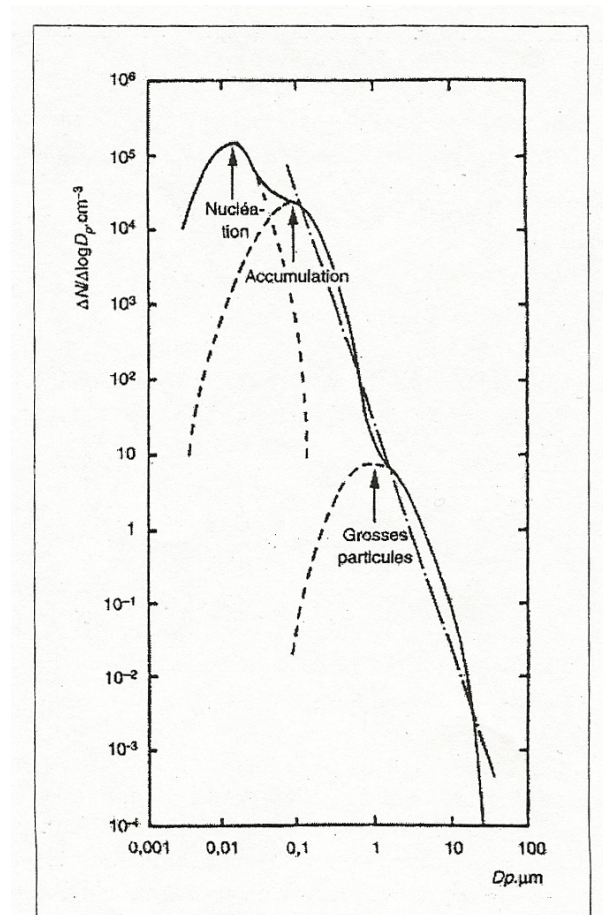


FIGURE .1.1 – Distribution en tailles selon [Whitby \(1978\)](#)

### 1.2.2 Production et élimination

La figure.1.2 résume les caractéristiques physiques des différents aérosols. Les particules sont générées et introduites dans l'atmosphère par deux types de processus distincts : les processus primaires et les processus secondaires. Le type primaire désigne des processus d'arrachement mécaniques des particules sur le sol ou la surface la mer par le vent. Le type secondaire désigne la création d'aérosols par l'intermédiaire de transformations chimiques et thermodynamiques.

Le mode nucléation est produit par une formation de type secondaire. Les aérosols qui le composent sont produits par condensation des gaz rejetés dans l'atmosphère. Ils sont également appelés "noyaux d'Aitken". Ces aérosols font l'objet d'études intensives car ils participent activement au cycle de formation des nuages. Ils peuvent également être produits par des processus de conversions gaz-particules.

Les aérosols du mode accumulation sont également produits par des processus de type secondaire. Ils proviennent de l'agrégation de plusieurs particules essentiellement par coagulation. Ils peuvent aussi apparaître par grossissement des particules du mode nucléation en condensant la vapeur à leur surface. Les particules de ces deux premiers modes représentent 75 à 95% du nombre total de particules contenues dans l'atmosphère.

Enfin, le mode grossier est principalement produit par des processus de formation de type primaire. Il s'agit de l'introduction directe des particules dans l'atmosphère. Celles-ci, résultent le plus souvent de l'action du vent à la surface terrestre ou marine. Elles peuvent être également d'origine anthropique comme provenant des rejets atmosphériques industriels et de la pollution urbaine. Plus ponctuellement, les volcans constituent des sources importantes de particules. Du fait de leur taille, ces particules représentent plus de 90 à 95% de la masse totale des aérosols bien qu'elles ne représentent seulement que 5 à 10% du nombre total.

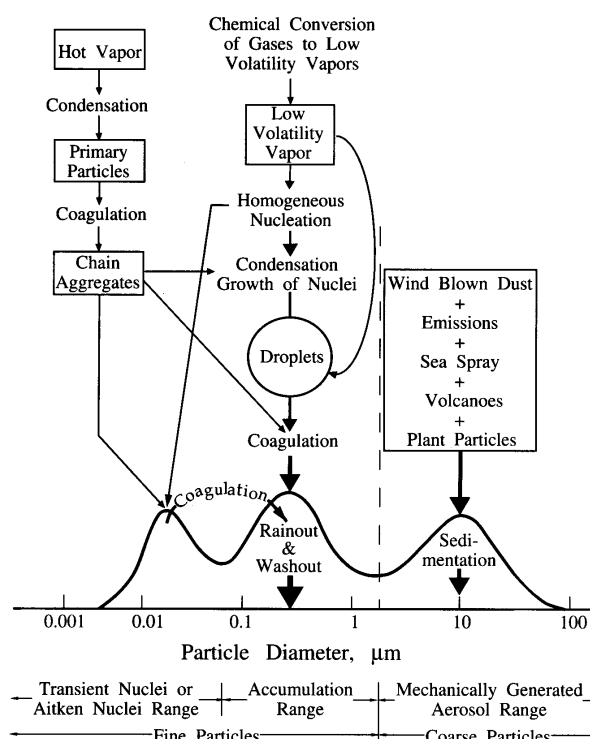


FIGURE 1.2 – Génération des différents modes du spectre granulométrique suivant Whitby (1978)

Tous ces aérosols résident en suspension dans la Couche Limite Atmosphérique Marine (CLAM) pendant des temps allant de plusieurs semaines pour les plus fines à quelques minutes pour les plus grosses. Les principaux phénomènes responsables de leur élimination sont les dépôts par voie sèche et les dépôts par voie humide.

En l'absence de précipitation, les aérosols sont redépôtés à la surface par sédimentation gravitationnelle ou par diffusion turbulente. Le dépôt sec dépend principalement de la vitesse du vent et la taille de la particule.

L'entraînement des plus fines particules de la couche limite vers la troposphère libre est également un puits important d'aérosols. Le rôle des nuages et des pluies est également fondamentale. Les nuages participent au transport des aérosols de la couche limite marine à la troposphère libre.

L'activation des noyaux de condensation et la coagulation des plus fines particules avec les gouttes des nuages sont des processus importants. Ils sont ensuite lessivés par les pluies. Les précipitations captent également les particules en suspension et nettoient l'atmosphère de manière très efficace.

### 1.2.3 Source et nature chimique des aérosols

La figure 1.1 présente l'importance des différentes sources d'aérosols rejetés dans l'atmosphère. On distingue les aérosols d'origine naturelle et ceux d'origine anthropique, c'est à dire issus de l'activité humaine. Pour ces deux catégories, les particules peuvent être créées par des processus de type primaire et secondaire. Les mouvements à grande échelle de l'atmosphère tendent à provoquer un brassage des particules issues de ces sources multiples.

La terre est le plus gros émetteur de particules. L'émission due à l'activité humaine est de 3%. Ainsi, la matière particulaire en suspension au dessus des océans peut contenir une partie non négligeable de particules continentales. Inversement, des particules océaniques sont entraînées à l'intérieur des terres. L'aérosol collecté en un lieu résulte donc d'un mélange complexe de contributions naturelles et anthropiques. Il se caractérise par sa concentration, sa distribution en taille auxquelles il est associés et des éléments chimiques qui le composent.

Les particules atmosphériques sont généralement constituées par plusieurs espèces chimiques. On distingue plus particulièrement les espèces inorganiques et les espèces organiques. Chacune d'elles peut être également classée en espèces solubles ou insolubles. Celles-ci sont soit naturelles (sels marins, poussières minérales), soit issues des activités anthropiques (sulphate d'ammonium, nitrates, carbone organique et les particules de suies). Les principales catégories sont résumées plus bas :

**Les aérosols inorganiques :** On distingue, l'aérosol crustal (ou mineral) d'origine terrigène et de type primaire. Il est généré par l'érosion éolienne des sols. Les régions sources de ce type d'aérosols sont principalement les déserts de l'hémisphère Nord (Sahara) mais aussi les régions sèches où la végétation est réduite par les activités humaines. Ces poussières minérales constituent 50% de la concentration atmosphérique globale (Tegen & Fung, 1982). Tout au long de l'année, les poussières désertiques provenant du continent Africain sont transportées au-dessus de l'Atlantique Nord (Prospero & Charleson, 1981) ou de la Méditerranée (Bergametti *et al.*, 1989). Le plus souvent, la distribution granulométrique des poussières minérales est caractérisée par un mode submicronique (accumulation) et par un mode grossier (Hess *et al.*, 1998).



Source	Estimated Flux (Tg yr <sup>-1</sup> )			Particle Size Category <sup>a</sup>
	Low	High	Best	
NATURAL				
Primary				
Soil dust (mineral aerosol)	1000	3000	1500	Mainly coarse
Sea salt	1000	10000	1300	Coarse
Volcanic dust	4	10000	30	Coarse
Biological debris	26	80	50	Coarse
Secondary				
Sulfates from biogenic gases	80	150	130	Fine
Sulfates from volcanic SO <sub>2</sub>	5	60	20	Fine
Organic matter from biogenic VOC	40	200	60	Fine
Nitrates from NO <sub>x</sub>	15	50	30	Fine and coarse
Total natural	2200	23500	3100	
ANTHROPOGENIC				
Primary				
Industrial dust, etc. (except soot)	40	130	100	Fine and coarse
Soot	5	20	10	Mainly fine
Secondary				
Sulfates from SO <sub>2</sub>	170	250	190	Fine
Biomass burning	60	150	90	Fine
Nitrates from NO <sub>x</sub>	25	65	50	Mainly coarse
Organics from anthropogenic VOC	5	25	10	Fine
Total anthropogenic	300	650	450	
Total	2500	24000	3600	

<sup>a</sup>Coarse and fine size categories refer to mean particle diameter above and below 1  $\mu\text{m}$ , respectively.

Note: Sulfates and nitrates are assumed to occur as ammonium salts. Flux unit: Tg yr<sup>-1</sup> (dry mass).

Source: Kiehl and Rodhe (1995).

TABLE .1.1 – Estimation des sources d'aérosols sur un an par Kiehl et Rodhe (1995)

On distingue également, parmi les composés inorganiques, les aérosols de sulfate (SO<sub>4</sub>) générés par des processus de type secondaire. Ils sont produits à partir de gaz précurseurs qui sont le SO<sub>2</sub> pour la source anthropique (principalement liée à la combustion fossile) et volcanique, ainsi que le Sulphure de Diméthyle (DMS) (dégagé par le plancton marin) pour la source biogénique. La source anthropique est nettement supérieure à celle biogénique dans l'hémisphère Nord. Les sulfates représentent une composante importante du mode nucléation et sont généralement associés avec l'ammonium sur le mode accumulation.

On distingue ensuite les aérosols de nitrates (NO<sub>3</sub>) provenant de la condensation des oxydes d'azote. Le nitrate (N) peut être fixé, soit sur le mode accumulation, soit le mode grossier. Dans le cas où (N) se trouve sur le mode nucléation celui-ci est généralement associé à l'ammonium sous la forme NH<sub>4</sub>NO<sub>3</sub> (Ottley & Harrison, 1992). Cependant, NH<sub>4</sub>NO<sub>3</sub> peut se dissocier et former le composé HNO<sub>3</sub> capable de se fixer sur les sels marins du mode grossier.

On distingue enfin l'aérosol marin produit par le spray océanique. Sous l'action des vagues déferlantes, des gouttelettes d'eau de grosse taille sont projetées dans l'atmosphère. Après évaporation de l'eau de mer, les sels marins solides se retrouvent dans l'atmosphère et constituent des aérosols. Au niveau global ce type d'aérosol domine largement et est à l'origine de la formation des pluies sur les océans. La composition chimique de cet aérosol est proche de celle de l'eau de mer. On retrouve donc essentiellement du chlore (Cl) et du sodium (Na), mais aussi de grandes quantités de nitrates et de sulfates. Ces sulfates sont formés par oxydation du SO<sub>2</sub>, qui provient lui-même de l'oxydation du diméthylsulfure émis par les algues. L'aérosol marin ne contient qu'une faible part de composés organiques.

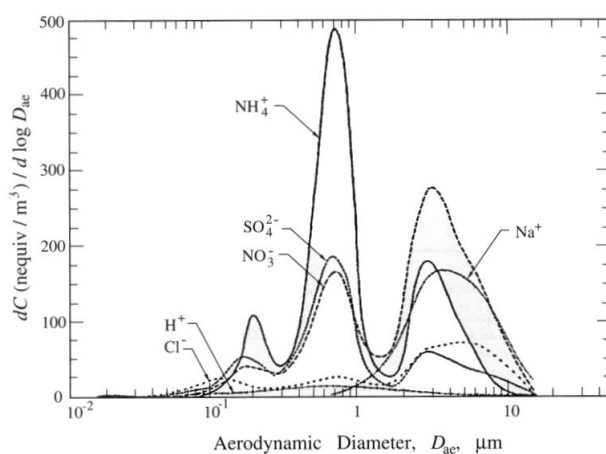


FIGURE 1.3 – Composition chimique des différents modes du spectre granulométrique pour les composés inorganiques (Wall *et al.*, 1988)

**Les composées organiques carbonées (OC+BC) :** Les particules carbonées sont émises dans l'atmosphère suite à des processus de combustion incomplète provenant des véhicules automobiles, des fumées industrielles ou des feux de biomasses. Les particules de suies de diesel ne peuvent être discernées de celles des feux de savanes sur des critères chimiques ou sur des critères morphologiques. De plus étant issues de carbone organique à divers états de polymérisation, on ne peut leur attribuer de formules chimiques précises. Les aérosols sont constitués d'un cœur de graphite entourés d'une pellicule qui présente de nombreuses fonctions organiques oxygénées. Quand ces fonctions organiques sont abondantes, les particules sont incolores ou faiblement colorées ; il s'agit alors du carbone organique particulaire (OC). Si le noyau de graphite domine, les particules sont grises ou noires, constituant le carbone suie (BC : black carbone). La qualité de la combustion détermine la quantité globale de particules émises et l'abondance relative de carbone suie. L'aérosol carboné se retrouve généralement sur le mode accumulation et peut représenter une fraction importante de celui-ci.

#### 1.2.4 Complexité de l'environnement côtier

L'urbanisation intensive des régions côtières et plus spécifiquement du bassin méditerranéen fait du milieu atmosphérique marin côtier le lieu d'un mélange complexe de particules à la fois marines, continentales et urbaines. Tous les composants cités précédemment se retrouvent mêlés entre eux et interagissent pour donner naissance à de nouvelles espèces chimiques. Dans une atmosphère polluée, l'ammoniac ( $\text{NH}_3$ ) résultant des activités agricoles réagit avec les acides sulfuriques ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ), les acides nitriques ( $\text{HNO}_3$ ) et avec les acides chlorhydriques ( $\text{HCl}$ ) d'origine également anthropogénique. Le résultat est le bi-sulfate d'ammonium ( $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ ), mais aussi les sulphates d'ammonium ( $\text{NH}_4\text{HSO}_4$ ), les nitrates d'ammonium ( $\text{NH}_4\text{NO}_3$ ) et les chlorures d'ammonium ( $\text{NH}_4\text{Cl}$ ). L'acide sulfurique peut également être d'origine marine car produit par la photo-oxydation du DMS. De même l'acide chlorhydrique peut être produit par réaction entre  $\text{HNO}_3$  ou  $\text{H}_2\text{SO}_4$  avec les embruns marins alimentant alors le mode grossier. A cela se rajoutent également les particules carbonées alimentant le mode submicronique et les particules terrigènes qui constituent principalement le mode grossier. Ainsi, les mesures réalisées en milieu côtier révèlent une importante variabilité des spectres d'aérosols. Les analyses chimiques,

et l'étude de la provenance des masses d'air permettent, en partie, d'identifier les sources. Mise à part la diversité des sources, la présence d'une transition continent/mer induit une structure dynamique de l'atmosphère complexe. Les aérosols évoluent alors de manières différentes suivant leurs origines au cours de leur transport. La source continentale et urbaine s'estompant et les concentrations d'aérosols diminuent graduellement et les particules sont dispersées. Au même moment, les aérosols marins sont générés via le déferlement des vagues. Ainsi, plus on s'éloigne des côtes plus la masse d'air correspondante perd son caractère continental.

## 1.3 La couche limite atmosphère marine

### 1.3.1 Description

La Couche Limite Atmosphérique (CLA) est la portion de l'atmosphère au voisinage de la surface dans laquelle la présence de cette dernière affecte directement les paramètres météorologiques. Les phénomènes mis en jeu sont à la fois dynamiques, liés au frottement de l'air sur le sol, thermiques liés au réchauffement/refroidissement de l'air par le sol. Ainsi, près de la surface la turbulence de petite échelle ou plus précisément les flux turbulents sont non-négligeables en permanence et affectent l'écoulement de l'air. Au dessus de la CLA, se trouve l'atmosphère libre (figure .1.4). Dans cette zone, la turbulence de petite échelle se manifeste de façon intermittente (cumulus), les effets induits par la surface ne se font plus sentir dans cette zone de l'atmosphère. L'écoulement est laminaire et lié à des mouvements d'échelle synoptique.

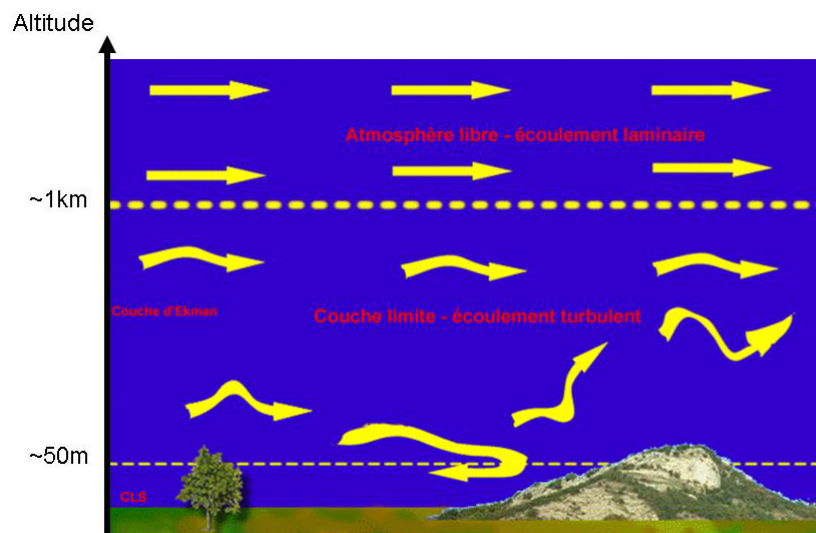


FIGURE .1.4 – Couche limite et atmosphère libre

La Couche Limite Atmosphérique Marine (CLAM) est tout simplement la CLA au-dessus de la mer. Elle est découpée en trois parties. Directement en dessous de l'atmosphère libre on distingue la couche d'Ekman, ensuite la couche de surface, épaisse de quelques dizaines de mètres, puis la sous-couche visqueuse ( $\delta$ ) épaisse de quelques millimètres.

### 1.3.2 Etats de la CLAM

Quelque soit la vitesse du vent mais plus particulièrement lorsqu'elle est faible, trois états de la CLAM peuvent être distingués se différenciant par le rôle des forces de flottabilité. Le bilan de rayonnement à la surface de la mer et le déplacement de masses d'air sur une surface de propriétés thermiques différentes sont la cause de mouvements turbulents. Dans ces deux cas, l'air et la surface sous-jacente ont des températures distinctes et un échange de chaleur sensible s'effectue entre eux. On distingue donc :

**La CLAM neutre :** La température de surface est égale à celle de l'air situé au-dessus, le flux de chaleur à la surface est nul. Le véritable cas neutre (température potentielle moyenne uniforme sur l'épaisseur de la couche limite) est assez rare dans la nature. On l'approche probablement sur mer (variation diurne de température de surface peu marquée) et/ou en présence d'une couverture nuageuse uniforme et persistante.

**La CLAM instable :** La température de surface est supérieure à celle de l'air situé immédiatement au dessus avec un flux de chaleur sensible à la surface dirigé vers le haut (la surface réchauffe l'air). Il y a une production thermique de turbulence avec possibilité de superposition des effets dynamiques et thermiques. La CLAM est alors fortement brassée et ses propriétés (vent, température potentielle moyenne, particules,...) tendent à être homogènes sur la verticale, sauf près de la surface. On trouve donc typiquement deux zones sur la verticale : La couche de surface (quelques dizaines de mètres d'épaisseur) où se maintiennent un gradient suradiabatique de température moyenne et un fort cisaillement de vent, une "zone mélangée" au-dessus où le vent et la température potentielle sont pratiquement uniformes. Cette zone s'étend jusqu'à la base de l'éventuelle inversion coiffant la couche limite.

La couche limite instable se rencontre fréquemment dans le courant de la journée, elle est d'autant plus typée que l'ensoleillement est important. Elle augmente d'épaisseur au fur et à mesure que la surface s'échauffe.

**La CLAM stable :** La température de surface est inférieure à celle de l'air situé immédiatement au-dessus avec un flux de chaleur sensible à la surface dirigé vers le bas (l'air réchauffe la surface). Les effets de flottabilité tendent à détruire la turbulence persistante (d'origine dynamique ou résidu d'une phase convective antérieure). La couche de surface, déjà citée précédemment, exhibe un gradient sous adiabatique marqué de température ("inversion"). Il en résulte que les particules émises au voisinage de cette couche stagnent et s'accumulent au lieu de leur émission. Le vent est faible à la surface mais un maximum très marqué se rencontre fréquemment au sommet de l'inversion de température (jet de basse couche).

La CLAM stable se rencontre fréquemment au cours de la nuit.

Lorsque la vitesse du vent n'est plus négligeable, la stabilité de la CLAM n'est plus uniquement décrite par les forces de flottabilité. Ce sujet est abordé au paragraphe [1.3.4.b](#).

### 1.3.3 Structure

#### a/ La couche d'Ekman

La couche supérieure de la CLAM est la couche d'Ekman. Les effets dynamiques ou thermiques liés à la présence de la surface deviennent de moins en moins importants devant les effets des forces de pression et de Coriolis. Le vent subit une rotation qui augmente avec l'altitude. Cette rotation s'effectue à droite dans l'hémisphère Nord et à gauche dans l'hémisphère Sud. Cette couche ne fera pas ici l'objet d'une étude approfondie.

### b/ La sous couche visqueuse

La sous-couche visqueuse est la zone directement en contact avec la surface ( $z=0$ ). Elle n'est épaisse que de quelques millimètres. Dans cette couche le flux moléculaire prédomine sur le flux turbulent (voir équation.1.5). Celle-ci n'existe que si la surface présente des aspérités de hauteur  $h_s$  d'un ordre de grandeur inférieur à la longueur de frottement  $z_* = \frac{\nu_{air}}{u_*}$ . DeMoor (1983) décrit cette zone en reprenant la classification de Monin & Yaglom (1971) sur les écoulements au dessus de parois. Le sol est presque toujours complètement rugueux si  $h_s > 60z_*$  soit, pour une vitesse de frottement typique  $u_* = 0.5$  m/s, on a une valeur critique de  $h_s = 1.8$  mm. Dans le cas de la mer, pour des vitesses de frottement observées de l'ordre de 0.1 m/s à 1 m/s, les longueurs de frottement  $z_*$  sont de l'ordre de  $10^{-4}$  à  $10^{-5}$  m et donc inférieures ou égales à ce que l'on peut trouver comme aspérités  $h_s$  à la surface de l'océan : les vagues capillaires.

Dans la sous couche visqueuse, la limite entre le régime lisse et le régime rugueux reste encore incertaine. Elle est conditionnée par la vitesse de frottement qui dépend du vent moyen et de l'état de surface (état de la mer). Les études divergent : d'un côté Wu (1993) considère que même pour des vitesses de vent inférieures à 5m/s, la surface de l'océan peut être considérée rugueuse, de l'autre côté Geernaert (1990) considère que les régimes aérodynamiquement lisses existent pour des conditions neutres avec des vitesses de vent bien inférieures à 2-3m/s.

**Dans cette thèse, on s'intéresse uniquement aux régimes de vents forts bien supérieurs à 5m/s dans une zone où  $z \gg \delta$ . L'écoulement est alors entièrement régi par le flux turbulent.**

### 1.3.4 La couche de surface “couche à flux constants” à l'interface air-mer

#### a/ Cas idéale de stabilité neutre :

Pour l'étude de cette couche, l'analogie avec l'écoulement d'un fluide incompressible au voisinage d'une paroi solide peut être faite. Il s'agit du cas d'un écoulement turbulent idéal. L'équation de continuité et de quantité de mouvement d'un fluide incompressible s'écrit :

$$\frac{D\rho}{Dt} = -\rho \vec{\nabla} \cdot \vec{U} = 0 \quad (.1.1)$$

$$\rho \frac{D\vec{U}}{Dt} = \underbrace{-\vec{\nabla} p}_1 + \underbrace{\mu \nabla^2 \vec{U}}_2 + \underbrace{\rho \vec{g}}_3 + \underbrace{2\rho \vec{\Omega} \wedge \vec{U}}_4 \quad (.1.2)$$

où  $\vec{U} = (\vec{u}, \vec{v}, \vec{w})$  est la vitesse de l'air en trois dimensions et  $\frac{D}{Dt}$  est la dérivée particulaire. Le terme **(1)** correspond aux forces de pression, le terme **(2)** correspond aux forces de tensions visqueuses ( $\mu$  viscosité moléculaire), le terme **(3)** correspond à la force de pesanteur ( $\vec{g}$  la gravité) et le terme **(4)** à la force de Coriolis ( $\vec{\Omega}$  vitesse de rotation terrestre).

Dans la CLAM, pour simplifier l'équation.1.2, on fait l'hypothèse que les grandeurs macroscopiques  $\phi$  sont homogènes horizontalement ( $\frac{\partial \phi}{\partial x} = \frac{\partial \phi}{\partial y} = 0$ ), on parle alors de la couche limite planétaire. En l'absence d'un fort gradient de pression moyenne, les approximations de Boussinesq peuvent être utilisées, les forces de Coriolis et de flottabilité étant supposées négligeables. D'autre part, la vitesse moyenne est parallèle à une direction fixe (ici  $\vec{u}$ ) généralement celle de l'écoulement moyen. Il vient alors :

$$\rho \frac{Du}{Dt} = \rho \frac{\partial u}{\partial t} + \rho w \frac{\partial u}{\partial z} = \mu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (.1.3)$$

Si l'on considère l'écoulement stationnaire et si l'équation est réécrite en utilisant la décomposition

de Reynolds, c'est à dire que chaque variable  $\varphi$  peut être décomposée par la somme de sa valeur moyenne et de sa fluctuation turbulente centrée autour de la moyenne ( $\varphi = \bar{\varphi} + \varphi'$ ), il vient alors :

$$-\rho \frac{\partial}{\partial z} (\overline{u'w'}) - \nu \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = 0 \quad (.1.4)$$

Soit :

$$\tau(z) = \rho \nu \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \overline{\rho u'w'} = cste = \tau \quad (.1.5)$$

$\nu = \frac{\mu}{\rho}$  est la viscosité cinématique de l'air,  $\tau(z)$  est la contrainte de Reynolds et  $\tau$  la contrainte de cisaillement à la surface. **L'équation.1.5 n'est définie que sur une épaisseur au-dessus de la surface que l'on appelle communément la couche de surface ou plus précisément la couche à flux constants.** Elle correspond à une zone où la somme des flux moléculaires et des flux turbulents de quantité de mouvement est constante. Cette équation s'écrit également :

$$\nu \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \overline{u'w'} = u_*^2 \quad (.1.6)$$

où  $u_*^2 = \frac{\tau}{\rho}$  est une grandeur d'échelle qui caractérise la turbulence. Il s'agit de la vitesse de frottement.

Plusieurs études (Janssen, 1991; Makin *et al.*, 1995; Makin, 1990) montrent que la contrainte totale du vent  $\tau$  à la surface de la mer est la somme de la contrainte  $\tau_w$  induite par les vagues, de la contrainte turbulente  $\tau_t$  et de la contrainte visqueuse  $\tau_{visc}$  :

$$\tau = \tau_w + \tau_t + \tau_{visc} \quad (.1.7)$$

Dans cette étude, on se place à  $z \gg \delta$  au-dessus de la sous-couche visqueuse et on s'intéresse à des écoulements aérodynamiquement rugueux ou les flux turbulents sont dominants. Il reste donc pour  $\tau$  :

$$\tau = \tau_w + \tau_t \quad (.1.8)$$

L'importance de l'état de la mer n'est pas à négliger car l'influence de la forme et de la vitesse des vagues sur l'écoulement de l'air est importante. Puisque que les effets visqueux sont négligés  $\tau$  s'écrit dans la couche limite à flux constant :

$$\tau = -\overline{\rho u'w'} = cste \quad (.1.9)$$

Mais on peut également écrire pour la vitesse de frottement :

$$\rho u_*^2 = -\overline{\rho u'w'} = \tau_w + \tau_t \quad (.1.10)$$

L'équation.1.10 introduit une notion importante : L'intensité de la turbulence au dessus de la surface de la mer n'est pas uniquement due à la vitesse de vent. Deux situations météorologiques identiques peuvent correspondre à des vitesses de frottement différentes, le champs de vagues, l'état de la mer peuvent être différents et peuvent donc induire des  $u_*$  différents.

Dans le cas hypothétique de la CLAM en stabilité neutre, c'est à dire pas de gradient de température potentielle, et modélisant le flux turbulent à l'aide de la théorie classique des coef-

ficients d'échanges turbulents, ce dernier peut être relié aux gradients verticaux des quantités moyennes :

$$\overline{u'w'} = -K \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (.1.11)$$

où  $K$  est le coefficient d'échange de quantité de mouvement. Celui-ci est déterminé en faisant une analogie avec la théorie cinétique des gaz (DeMoor, 1983). On peut poser  $K = l_p u_*$  où  $l_p = \kappa z$  ( $\kappa$  est la constante de Van Karman  $\kappa = 0.4$ ) s'appelle la longueur de mélange de Prandtl. C'est l'équivalent du libre parcours moyen en théorie cinétique. En turbulence, on l'interprète comme l'échelle caractéristique de l'étendue spatiale de fluctuations turbulentes.  $l_p$  peut s'interpréter comme la dimension des tourbillons les plus efficaces à effectuer le mélange. Ainsi, connaissant également l'expression de  $u_*$  on obtient pour une situation stationnaire en stabilité neutre :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \quad (.1.12)$$

Suivant Businger (1973), cette équation faisant apparaître le cas non-réaliste d'un cisaillement infini à la surface ( $z=0$ ) il faut alors définir  $z_{0m}$  comme origine. Il s'agit de la longueur de rugosité où le cisaillement prend une valeur finie. L'équation (.1.12) devient alors :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa(z + z_{0m})} \quad (.1.13)$$

Dans la littérature, il existe une confusion quand à la signification de  $z_{0m}$ . On lit souvent que la longueur de rugosité est l'altitude à laquelle le vent est nul or l'équation.1.13 n'a de sens que pour  $z \gg z_{0m}$ . Dans le cas contraire, les flux moléculaires sont non négligeables devant les flux turbulents (sous-couche visqueuse),  $z_{0m}$  caractérisant la rugosité aérodynamique de la surface. En intégrant l'équation.1.13 et puisque  $z \gg z_{0m}$ , on obtient un profil de vitesse de moyenne logarithmique dans le cas stationnaire et en stabilité neutre :

$$\bar{u}_z = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_{0m}}\right) \quad (.1.14)$$

#### b/ Atmosphère stratifiée :

##### théorie de similarité de Monin & Obukhov (1954) :

La couche de surface atmosphérique n'est généralement pas neutre, le gradient de température potentielle ( $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ ) pouvant prendre des valeurs positives ou négatives (CLAM stable ou instable). Monin & Obukhov (1954) introduisent alors l'indice  $\zeta$  pour rendre compte de la stabilité thermique de l'atmosphère :

$$\xi = \frac{z}{L} \quad (.1.15)$$

où  $L$  est la célèbre longueur de Monin-Obukhov (MO) :

$$L = -\frac{T_r u_*^3}{g \kappa (\overline{w' \theta'_v})} \quad (.1.16)$$

$T_r$  est la température de référence prise généralement à la surface de la mer,  $g=9.81 \text{ m.s}^{-2}$ ,  $\kappa$  est la constante de Von Karman et  $\overline{w' \theta'_v} = u_* \theta_{*v}$  est le flux turbulent de température virtuelle  $\theta_v$ .



La longueur de MO,  $|L|$  représente une approximation de la hauteur pour laquelle la turbulence d'origine mécanique est compensée par les forces de flottabilité. Dans la couche à flux constants,  $L$  est pratiquement constante suivant l'altitude. Si  $L > 0$  l'atmosphère est stable, si  $L < 0$  l'atmosphère est instable. Pour la condition stable, les forces de flottabilité tendent à détruire la turbulence alors que dans le cas instable, ces forces l'augmentent en créant de la convection. On distingue également le cas de condition neutre pour laquelle  $\overline{w'\theta'_v} = 0$ , donc  $|L| = \infty$ . De façon pratique, les effets de la stratification sur les profils moyens de vitesse, de température ou d'humidité sont négligeables que pour  $z \ll |L|$ .

Pour le profil de vitesse de l'écoulement moyen dans le cas général, la théorie de similitude de MO prédit que le gradient de vitesse adimensionnelle peut s'écrire de la manière suivante :

$$\frac{\kappa z}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \phi_u(\xi) \quad (.1.17)$$

$\phi_u(\xi)$  est appelé fonction universelle de stabilité. Les relations les plus populaires sont celles de Businger et Dyer qui, à partir d'une campagne de mesure menée en 1968 au Kansas ont proposé comme formulation :

$$\begin{aligned} \phi_u &= (1 - \gamma_u \xi)^{-1/4} & \text{pour } \xi < 0 \\ \phi_u &= (1 + \beta_u \xi) & \text{pour } \xi > 0 \end{aligned} \quad (.1.18)$$

Auteurs	$\gamma_u$	$\beta_u$
Businger <i>et al.</i> (1971)	15.9	4.7
Dyer (1974)	16.5	16.5

TABLE .1.2 – Constantes pour les fonctions universelles de Businger-Dyer

Le profil moyen  $\bar{u}(z)$  est obtenu par intégration de l'équation.1.17 :

$$\bar{u}(z) - \bar{u}_0 = \frac{u_*}{\kappa} \left[ \ln\left(\frac{z}{z_{0m}}\right) - \Psi_u\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi_u\left(\frac{z_{0m}}{L}\right) \right] \quad (.1.19)$$

où  $\bar{u}_0$  est la valeur de la vitesse à la surface et où  $z_{0m}$  doit être déterminé expérimentalement.  $\Psi_u$  est appelé fonction de correction due à la stratification, il s'agit de la primitive de  $\phi_u$  :

$$\begin{aligned} \Psi_u(\xi) &= \ln\left(\frac{(1+x^2)(1+x)^2}{8}\right) - 2 \arctan(x) & \text{pour } \xi < 0 \text{ et } x = \frac{1}{\phi(\xi)} \\ \Psi_u(\xi) &= -\beta_u \xi & \text{pour } \xi > 0 \end{aligned} \quad (.1.20)$$

Un des intérêts majeurs de la théorie de MO est de pouvoir prendre en compte les effets de stabilité dans les schémas de fermeture liés à la turbulence. Ainsi, le coefficient d'échange turbulent  $K$  dans l'équation.1.11 devient :

$$K = \frac{-u_*^2}{\partial \bar{u} / \partial z} = \frac{\kappa u_* z}{\phi_u(\xi)} \quad (.1.21)$$

### Nombre de Richardson :

Il existe une alternative à  $\xi$  pour évaluer la stabilité de l'atmosphère. Il s'agit du nombre de Richardson local :

$$Ri = \frac{g(\partial \theta / \partial z)}{\theta_v (\partial \bar{u} / \partial z)^2} \quad (.1.22)$$



où  $\theta$  est la température potentielle.  $Ri$  est un nombre sans dimension ayant l'avantage de ne faire intervenir que les gradients, ceux ci pouvant être déterminés expérimentalement. Cependant, à l'inverse de  $\xi$ ,  $Ri$  varie avec l'altitude dans la couche de surface. Dans de nombreuses études théoriques,  $Ri_{flux}$ , le nombre de "Richardson flux" est utilisé comme le paramètre clé pour décrire les effet de la stratification sur la production de turbulence. Il est défini de la manière suivante :

$$Ri_{flux} = \frac{g}{\theta_v} \frac{\overline{w'\theta'_v}}{\overline{u'w'}(\partial\bar{u}/\partial z)} \quad (.1.23)$$

Où  $\theta_v$  est la température virtuelle. A priori, la dependance suivant l'altitude n'est également pas connue, le problème majeur est aussi que le calcul de  $Ri_{flux}$  nécessite la mesure directe des flux. C'est pourquoi, pour beaucoup d'applications, il est plus simple d'utiliser le nombre de Richardson Bulk qui fait intervenir uniquement les valeurs moyennes :

$$Ri_B = \frac{gz}{\theta_v} \frac{\Delta\theta + 0.61\theta\Delta Q}{(\Delta\bar{u})^2} \quad (.1.24)$$

Où  $\Delta\bar{u} = \bar{u} - \bar{u}_0$  ;  $\Delta\theta = \theta - \theta_0$  ;  $\Delta Q = Q - Q_0$  ( $Q$  est l'humidité spécifique)

#### c/ Coefficient d'échange à l'interface air-mer

Pour connaître  $\bar{u}_z$  pour n'importe quelle condition de stabilité, il faut calculer  $u_*$  et  $z_{0u}$ . Pour cela une manière bien pratique est d'exprimer le flux turbulent de quantité de mouvement à partir des valeurs moyennes mesurées à la surface et à une hauteur de référence. Le flux turbulent est alors paramétrisé à l'aide du coefficient de transfert  $Cd$  :

$$u_*^2 = -\bar{w'u'} = Cd(\bar{u} - \bar{u}_0)^2 \quad (.1.25)$$

$Cd$  est appelé coefficient de traînée. Cette paramétrisation des flux dite de type "bulk" est bien pratique car elle nécessite uniquement la mesure de la vitesse moyenne sur deux niveaux différents pour estimer l'intensité des échanges air-mer.  $Cd$  peut être obtenu à partir de la théorie de similitude MO :

$$Cd = \frac{\kappa^2}{(\ln(z/z_{0m}) - \Psi(z/L))^2} \quad (.1.26)$$

$Cd$  est donc influencé par la stratification atmosphérique et dépend également de la longueur de rugosité dynamique. Le terme  $\Psi(z_{0m}/L)$  peut être négligé devant les autres termes, c'est pour cela qu'il n'apparaît pas. Lorsque le coefficient de traînée est mesuré, la valeur expérimentale est toujours convertie pour des conditions de stratification neutre. Ainsi les valeurs reportées peuvent être comparées les unes avec les autres. On obtient ainsi :

$$CdN = \frac{\kappa^2}{(\ln(z/z_{0m}))^2} \quad (.1.27)$$

et :

$$CdN = (Cd^{-1/2} - \frac{1}{\kappa}\Psi(\xi))^{-2} \quad (.1.28)$$

La majorité des relations trouvées pour  $CdN$  s'exprime sous la forme d'une fonction linéaire du

vent à 10 m ( $U_{10}$ ). Cette fonction s'exprime de la manière suivante :

$$10^3 CdN = a + bU_{10} \quad (.1.29)$$

Geernaert (1990) a regroupé un grand nombre de résultats. Certains sont présentés dans le tableau (.1.3)

Auteurs	$U_{10}(m/s)$	a	b	Lieu
Geernaert <i>et al.</i> (1987)	5-25	0.58	0.058	Mer du nord
Davidson <i>et al.</i> (1983)	5-21	0.43	0.1	Mer du nord
Donelan (1982)	4-17	0.37	0.137	Lac Ontario
Large & Pond (1981)	5-19	0.46	0.069	Atlantique
Smith (1980)	6-22	0.61	0.063	Atlantique

TABLE .1.3 – Coefficients de CdN

## 1.4 Les aérosols marins dans la CLAM

### 1.4.1 Mécanismes de production

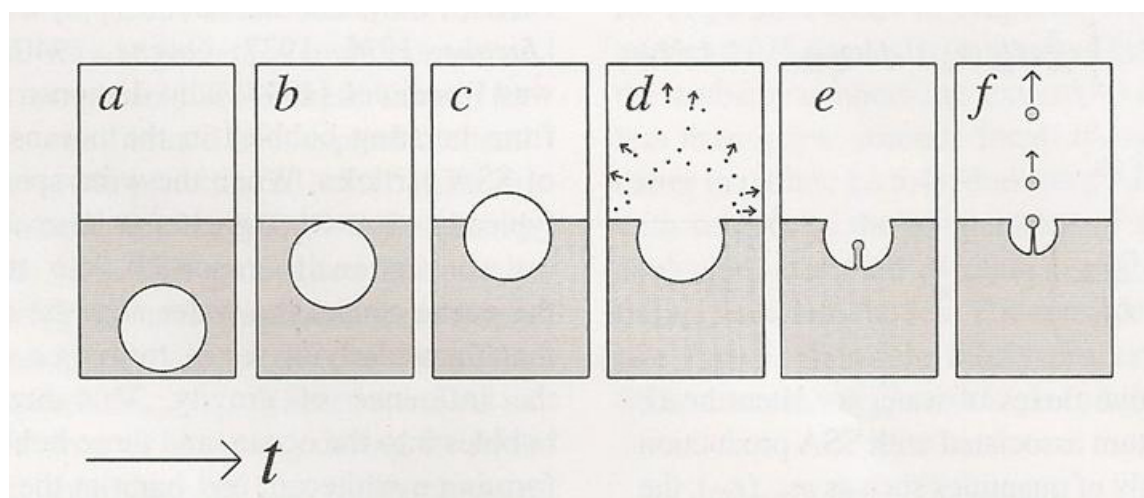


FIGURE .1.5 – Formation des gouttes de film et de jet : a-c) Remonté de la bulle d'air à la surface. d) Éclatement de la bulle et éjection des gouttes de film. e) Formation d'un jet dans la cavité laissée par la bulle d'air après éclatement. f) La cavité se rétrécit du fait de l'action de l'eau environnante, le jet grandit puis laisse apparaître plusieurs petites gouttes de jet.

La présence des aérosols marins dans l'atmosphère est connue depuis très longtemps (Aitken, 1881) mais la description des mécanismes qui participent à l'éjection de ces particules à la surface de la mer est plus récente (Blanchard & Woodcock, 1958). Deux mécanismes sont considérés comme majeur. Dans un premier temps si le vent a soufflé suffisamment longtemps et fort ( $\geq 5m/s$ ), les vagues localement, atteignent un point d'équilibre à partir duquel l'énergie fournie par le vent est trop importante. Les vagues dissipent alors ce trop plein d'énergie en déferlant et on voit apparaître le moutonnement de couleur blanchâtre appelé communément le "Whitecap". De l'air est entraîné dans l'eau sous forme de bulles appelées bulles "mère" ou "génératrice" allant jusqu'à parfois plusieurs mètres et remontent à la surface pour éclater. En éclatant, ces

bulles donnent naissance à deux types de gouttelettes : les gouttes de jet et les gouttes de film (figure.1.5). Les principales connaissances sur ces deux familles de gouttes proviennent d'études en laboratoire portant sur l'éclatement artificiel d'une bulle à l'interface eau-air (Resch & Afeti, 1991; Spiel, 1994a,b, 1997a). Lorsque le vent devient beaucoup plus fort ( $\approx 9\text{m/s}$ ), il intervient en parallèle un phénomène d'écèlement direct des vagues par le vent. Ceci se traduit par l'arrachement mécanique de grosses particules appelées couramment gouttes d'écume "Spume drops" (Monahan *et al.*, 1983).

**Concernant la distribution en tailles des aérosols marins issus de ces différents modes de production, on peut considérer que pour  $r \leq 1\mu\text{m}$ , les particules sont des gouttes de film. Pour  $1\mu\text{m} \leq r \leq 25\mu\text{m}$  les gouttes de jet sont prédominantes. Au-delà de  $25\mu\text{m}$ , il s'agit d'un mélange de gouttes de jet et de "spume drops". Ces dernières deviennent majoritaires pour des particules de l'ordre de la centaine de micromètres.**

#### a/ Les gouttes de film

Ces particules submicroniques et microniques sont les premières produites. Elles apparaissent lors de la première phase de l'éclatement de la calotte sphérique de la bulle à l'interface eau-air. Les mécanismes responsables de leur production sont encore largement méconnus. Des études expérimentales montrent que les gouttes de film peuvent couvrir une large gamme de tailles ( $0.01\text{--}170\mu\text{m}$ ) (Resch & Afeti, 1991). Cependant, la grande majorité de ces particules est inférieure à  $1\mu\text{m}$ . La plupart des résultats de mesures montrent que le nombre de gouttes produites ( $N_{film}$ ) augmente avec la taille de la bulle génératrice (de rayon  $R_{bub}$ ). Plusieurs formules ont été présentées afin de relier le  $N_{film}$  à  $R_{bub}$  mais celles-ci restent critiquables tant les mesures sont difficiles et les paramètres pouvant jouer sur  $N_{film}$  pour une même bulle sont importants. En effet, la température, la composition chimique des bulles, l'humidité relative, la vitesse de l'air au dessus de la surface ont un impact significatif. Wu (2001) proposa une paramétrisation qui suit la loi de puissance à partir de l'ensemble des données collectées par Blanchard & Syzdek (1988), Resch & Afeti (1991) et Spiel (1998) :

$$N_{film} = bR_{bub}^2 \quad (.1.30)$$

Avec  $R_{bub}$  en mm avec le coefficient b donné dans le tableau (.1.4)

Source	$R_{bub}$	$r_{film}$	b
Blanchard & Syzdek (1988)	0.71-3.14	0.01-4.0	1.96
Blanchard & Syzdek (1988)		0.4-20	1.65
Resch & Afeti (1991)	0.52-5.0	20-250	2.16
Spiel (1998)	1.47-6.29	9.0-250	2.85

TABLE .1.4 – Tableau répertoriant les données utilisées par Wu (2001) pour la paramétrisation du nombre de gouttes de jet produites en fonction du rayon de la bulle génératrice.

#### b/ Les gouttes de jet

Dans la seconde phase de l'éclatement de la bulle, le dégonflement de sa cavité interne, après disparition de la calotte sphérique, produit un jet d'eau instable se dissociant en un chapelet d'une dizaine de gouttes par bulle. Ce nombre est d'autant plus faible que la taille de la bulle "mère" est grande. Ce nombre dépend également de la viscosité de l'eau, de la tension de surface, de la température et de la composition chimique de l'eau en surface. La gamme de taille de la bulle génératrice est compris entre 0.3 mm et 6 mm. La taille des gouttes de jet peut varier de

0.5  $\mu\text{m}$  à 200  $\mu\text{m}$ . Plusieurs auteurs ont proposé des lois empiriques afin d'estimer la taille et le nombre des gouttes de jet à partir de la taille de la bulle "mère". Ces lois sont encore loin de couvrir l'ensemble de la gamme de bulle "mère". Pour les bulles de 0.35-3mm, Spiel (1994a,b, 1997a) propose pour le nombre de gouttes de jet produites :

$$N_{jet} = 10 \exp(-1.4R_{bub}) \quad (.1.31)$$

Avec  $R_{bub}$  le rayon de la bulle génératrice en mm. Il s'agit d'une régression établie avec des mesures expérimentales. Concernant l'estimation du rayon des gouttes, Kientzler *et al.* (1954) proposent que celui-ci correspond à 10% du rayon de la bulle "mère". Ceci est une bonne approximation suivant les auteurs pour les bulles de 0.15-0.5 mm mais surestime parfois de 50% les tailles plus petites et sousstime les gouttes produites par les bulles de taille au-dessus. Certains auteurs (Blanchard, 1963; Spiel, 1997a, 1994b) ont proposé des lois de puissance sous la forme  $r_{80} \propto R_{bub}^p$  avec  $p \in [1.2-1.5]$ . Pour les deux dernières gouttes du chapelet produit par des bulles de rayon  $R_{bub} \geq 0.2$  mm, Blanchard & Woodcock (1957) trouve :

$$r_{80} = 75(R_{bub})^{1.3} \quad (.1.32)$$

Avec  $R_{bub}$  en mm, et  $r_{80}$  en  $\mu\text{m}$  le rayon de la goutte pour une humidité relative de l'air à 80% . Les gouttes de jet peuvent atteindre une hauteur maximale de 20 cm pour des bulles de 0.7-1 mm, soit des rayons de gouttes de 50-80 $\mu\text{m}$ . Cette hauteur dépend bien entendu de la taille de la goutte mais aussi de la vitesse initiale d'éjection, de la force de gravité et de la force de traînée. Stuhlman (1932) trouve pour la hauteur atteinte pour  $R_{bub} \leq 0.05$  mm :

$$h \approx 36.79R_{bub}^{1.5} \quad (.1.33)$$

La vitesse à laquelle les gouttes de jet sont injectées doit être importante pour atteindre des hauteurs élevées et ensuite être entraînées par la turbulence dans l'atmosphère. Spiel (1997a) à partir d'expérimentations en laboratoire, établit la relation suivante pour  $350\mu\text{m} \leq R_{bub} \leq 1500\mu\text{m}$  :

$$v_{e_i} = a_i \exp(b_i R_{bub}) \quad (.1.34)$$

où  $v_{e_i}$  est la vitesse d'éjection en m/s, l'indice  $i$  est le numéro de la goutte dans le chapelet, la goutte de jet la plus haute correspondant à  $i=1$ . Les coefficients  $a_i$  et  $b_i$  dépendent de la température de l'eau. Des valeurs typiques sont données dans le tableau.1.5.

Numéro de goutte de jet	$a_i$	$b_i$
1	13.12 $\pm$ 0.33	-1.39 $\pm$ 0.041
2	9.64 $\pm$ 0.39	-2.806 $\pm$ 0.080
3	6.53 $\pm$ 0.84	-2.916 $\pm$ 0.260

TABLE .1.5 – Coefficients pour la vitesse d'éjection des gouttes de jet

Les plus petites particules sont éjectées à plus de 10m/s, les plus grosses à 1m/s. On comprends bien alors que les plus grosses gouttes n'auront pas le temps de monter assez haut pour être entraînées.

### c/ L'écèlement direct

Lorsque le vent est fort, ou plus précisément quand le frottement  $\tau$  à la surface de la mer est suffisamment important, des gouttes sont directement arrachées de la crête de la vague (Monahan *et al.*, 1983). Ceci contraste avec les gouttes de film et de jet qui, elles, sont issues de l'éclatement des bulles apparaissant après le déferlement. Ces particules sont plus grosses à leur formation ( $r_{80} \geq 100 \mu\text{m}$ ) et sont éjectées horizontalement (Koga, 1986). Plusieurs auteurs se sont intéressés à décrire les mécanismes exacts régissant leur production (Bortkovskii, 1987) mais ils restent encore mal compris. Etant donné leur taille, ces particules ne résident dans l'atmosphère que quelques minutes à quelques secondes. Ainsi, leur impact sur l'atmosphère est sujet à controverse. Certain comme E. L. Andreas mais aussi plutôt Bortkovskii (1973); Borisenkov (1974); Ling & Kao (1978), tentent de quantifier le rôle des gouttes d'écume comme acteurs essentiels du transfert de chaleur latente et de chaleur sensible à l'interface air-mer. Cet échange d'après Andreas *et al.* (1995) ne serait significatif que par vents très forts ( $\sim 15\text{m/s}$ ) avec une contribution d'environ 10% sur le flux de chaleur total.

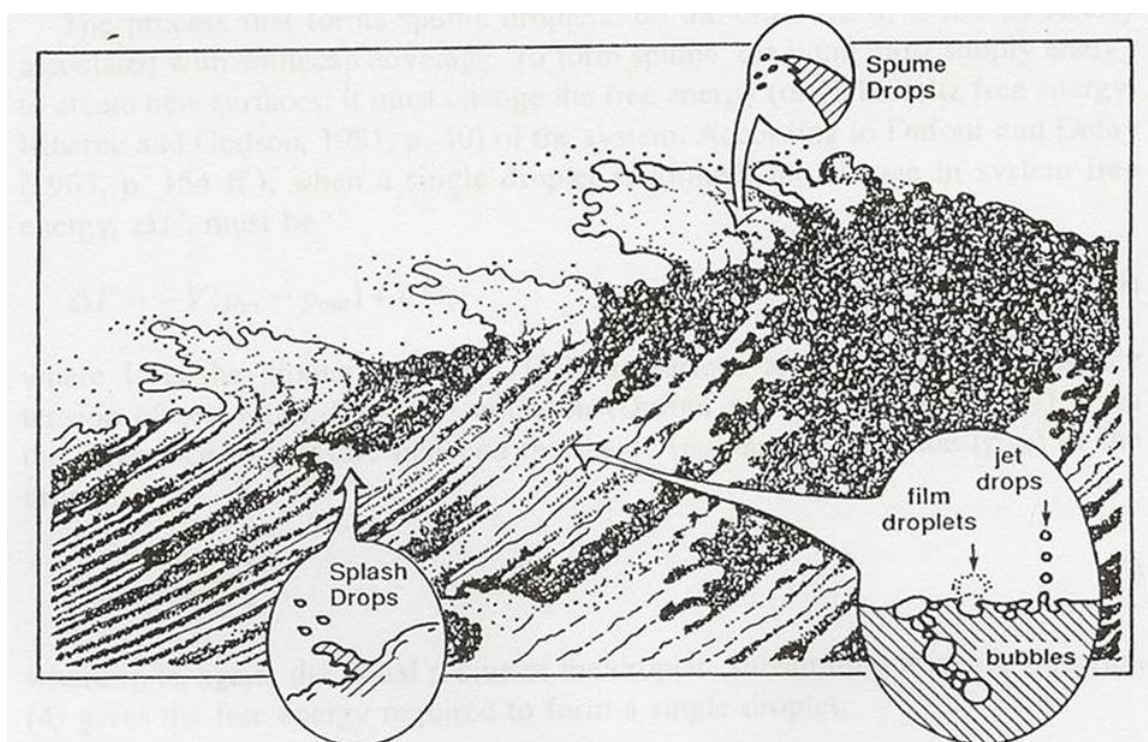


FIGURE .1.6 – Schéma représentatif des mécanismes directs et indirects de production d'embruns à la surface de la mer lors du déferlement d'une vague.

## 1.4.2 Représentation des spectres de tailles

### a/ Représentation

La description physique des aérosols marins passe par une représentation en spectres de tailles. En particulier, il s'agit du nombre de particules par unité de volume en un lieu et un temps donnés sur un interval de rayon de particule  $r(r, r+dr)$  :

$$N(r) = \frac{dn(r)}{dr} \quad (.1.35)$$

La concentration totale de toutes les particules de rayon  $r \leq R$  est donnée par :

$$n(R) = \int_{r=0}^R N(r) dr \quad (.1.36)$$

La plupart du temps, les distributions en tailles mesurées  $n(r)$  sont représentées sur une échelle logarithmique  $r(\log r, \log r + d\log r)$ , on a alors :

$$N_{\log}(r) = \frac{dn(r)}{d\log r} = \ln 10 N(r) \quad (.1.37)$$

Le caractère hygroscopique des aérosols marins fait que leur taille évolue avec l'humidité relative (RH). On rencontre souvent deux formalismes. Certains ramènent le rayon à  $r_{dry}$  qui représente la taille de la particule solide quand toute l'eau s'est évaporée. La plupart du temps on rencontre  $r_{80}$  le rayon de la particule à 80% d'humidité. On peut passer d'un formalisme à l'autre simplement par  $\frac{r_{80}}{r_{dry}} \approx 2$ . Lorsque l'on traite de flux d'aérosols marins à la surface de la mer, le formalisme utilisé est soit du  $\frac{dF}{dr_{dry}}$  soit du  $\frac{dF}{dr_{80}}$ , les unités sont notées  $\# \cdot m^{-2} \cdot s^{-1} \cdot \mu m^{-1}$  pour désigner un nombre de particules par unité de surface, de temps et de rayon. En ce qui concerne les mesures granulométriques en mer comme dans le cas de notre étude, les concentrations sont plus généralement exprimées en fonction de  $D_{80}$  ( $\mu m$ ) le diamètre de l'aérosol à 80% d'humidité. La figure.1.7 présente un exemple de représentation de distribution d'aérosols mesurée. Du fait de l'étendue des valeurs de concentrations, on adopte dans la très grande majorité des cas une échelle logarithmique en ordonnée et en abscisse.

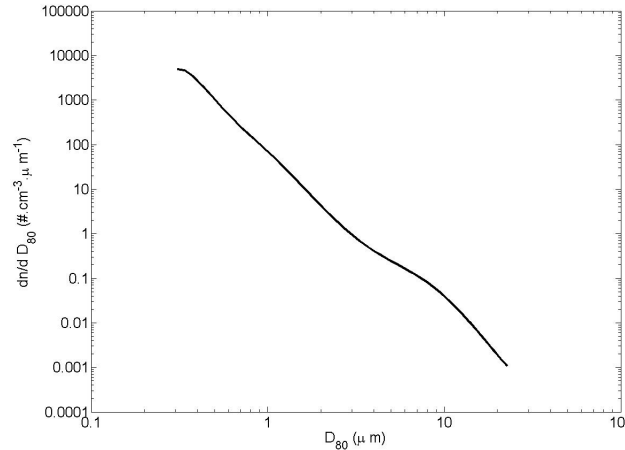


FIGURE .1.7 – Exemple de distribution en taille d'aérosols mesurée

## b/ Paramétrisations

Plusieurs fonctions mathématiques ont été proposées afin d'apporter une représentation paramétrisée de ces distributions. Trois d'entre elles sont très populaires car plus représentatives. Il s'agit de la loi de [Junge \(1963\)](#), de la loi gamma modifiée ([Diermendjian, 1964](#); [Weibull, 1951](#)) et de la loi lognormale. La première est une loi de puissance qui s'écrit :

$$\frac{dn(r)}{dr} = \frac{a}{\ln 10} r^{-(b+1)} \quad (.1.38)$$



a et b sont des constantes indépendantes de r. Cette paramétrisation ne peut couvrir qu'une gamme limitée de tailles de particules. La loi gamma modifiée est définie de la manière suivante :

$$\frac{dn(r)}{dr} = ar^b \exp(-cr^\gamma) \quad (.1.39)$$

où a,b,c , $\gamma > 0$  sont indépendants de r. L'intérêt majeur est qu'ils peuvent dépendre des paramètres météorologiques tels que la vitesse du vent. A partir de ces formules on peut construire des lois qui prédisent la distribution en aérosols dans l'atmosphère suivant les conditions atmosphériques observées. Une forme similaire mais plus évoluée a été proposée par [Fairall & Larsen \(1984\)](#) :

$$\frac{dn(r)}{dr} = C_1 \left(\frac{r}{a}\right) \exp\left(-C_2 \left(\frac{r}{a}\right)^b\right) \quad (.1.40)$$

où  $C_1$  dépend de la vitesse du vent, de l'altitude au dessus de la mer,  $C_2$  est une constante, "b" dépend également de la vitesse du vent et "a" de l'humidité relative.

Mais finalement la loi la plus couramment utilisée car la plus proche des observations pour caractériser et paramétrer physiquement les distributions en tailles est la loi lognormale :

$$\frac{dn(r)}{dr} = n_0 \exp\left\{-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln r/r_0}{\ln \sigma}\right)^2\right\} \quad (.1.41)$$

Cette paramétrisation s'effectue à travers trois paramètres.  $n_0$  dénote l'amplitude maximale de  $n(r)$ ,  $r_0$  est le rayon géométrique moyen où on obtient  $n_0$  et  $\sigma$  est écart type de la distribution. Généralement, il est admis que la concentration en aérosols marins peut être convenablement modélisée par une somme de trois distributions lognormales caractérisant les différents modes de production. Le premier mode pour les fines particules d'origine majoritairement anthropique, le deuxième pour les gouttes de film, le troisième pour les gouttes de jet. Une quatrième distribution lognormale peut être éventuellement rajoutée pour les gouttes d'écume. Les paramétrisations existantes utilisant ce formalisme pour la modélisation des concentrations en aérosols en milieu marin sont : le modèle NAM (US Navy Aerosol Model) ([Gathman, 1983](#)), ANAM (Advanced US Navy Aerosol Model) ([Van-Eijk et al., 2002](#)) et MEDEX (Méditerranéan extinction code) ([Piazola et al. \(2003\)](#)). Tous ces modèles tiennent compte des conditions météorologiques moyennes :

$$\frac{dn(r)}{dr} = \sum_{i=1}^4 \frac{A_i}{f} \exp\left\{-C_i \left[\ln\left(\frac{r}{fr_0}\right)\right]^2\right\} \quad (.1.42)$$

où f est un facteur de grossissement lié à l'humidité,  $A_i$  et  $C_i$  sont fonctions de la vitesse du vent et du fetch (X).

## 1.5 Transport des aérosols dans la CLAM

### 1.5.1 Elimination des aérosols de la CLAM

**Le dépôt par voie humide :** La grande majorité des particules submicroniques ( $r_{80} \leq 1 \mu m$ ) est éliminée de l'atmosphère par voie humide du fait de leur très long temps de résidence. Il existe deux modes de piégeage des aérosols atmosphériques ([Slinn, 1983](#)). Le premier mode par lessivage direct des particules lors des précipitations. Le second mode par incorporation des particules dans les gouttes à l'intérieur du nuage puis les particules sont ensuite éliminées par les pluies .

**Le dépôt par voie sèche :** Le dépôt sec fait référence à tous les mécanismes autres que les précipitations qui induisent le dépôt des aérosols sur les surfaces (mer, terre, végétation). Les facteurs qui affectent le taux de dépôt sec sont nombreux. Il s'agit de la taille des particules, leur forme, leur densité, leur hygroscopicité, la vitesse du vent, la stabilité atmosphérique, la turbulence et la nature des surfaces sur lesquelles elles se déposent. Au-dessus des océans, les mécanismes principaux considérés sont la sédimentation par gravitation, par transfert turbulent, par diffusion brownienne, par impaction, par interception par les vagues. Pour les aérosols marins, le taux de dépôt est fortement dépendant de la taille des particules et de la vitesse du vent. Parmi tous les modèles qui ont été proposés pour estimer la vitesse de dépôt sec, le plus utilisé est celui de [Slinn & Slinn \(1980\)](#).

### 1.5.2 Equation de transport

L'équation générale régissant la conservation des concentrations d'aérosols  $n(r_{80})$  ( notées  $n$  dans la suite, la dépendance des concentrations suivant la taille de la particule à 80% d'humidité est implicite ) lors de leur transport dans la CLAM s'écrit :

$$\underbrace{\frac{\partial n}{\partial t}}_{(1)} + \underbrace{\nabla \cdot (n\vec{U} + n\vec{v}_{gliss} - D_b \nabla n)}_{(2)} = \underbrace{G_v - P_v}_{(3)} \quad (.1.43)$$

Le terme **(1)** désigne classiquement l'évolution temporelle de la concentration. Le terme **(2)** concerne les termes d'advections avec  $\vec{U}$  est la vitesse du vent,  $\vec{v}_{gliss}$  la vitesse de glissement et  $D_b$  le coefficient de diffusion brownien. Le terme **(3)** désigne la variation des concentrations dues à différents processus de création et d'élimination de particules (production/dissipation). L'importance relative de ces termes dépend énormément de la taille des particules. **Dans notre cas, on s'intéresse à modéliser le transport des aérosols compris entre 0.1  $\mu\text{m}$  et 25  $\mu\text{m}$  à une hauteur  $z \gg \delta$  pour des vents forts.**

La vitesse de glissement représente le mouvement relatif de l'aérosol dans l'écoulement général causé principalement par les forces de gravitation. Concernant le terme **(3)**, étant donnée l'équation.1.43 écrite pour 80% d'humidité, on ne considère pas la variation de concentration due à la condensation et l'évaporation des gouttes. Ces processus sont responsables de la variation de taille des aérosols au cours de leur évolution dans la couche limite. Les autres mécanismes importants de création et d'élimination sont : le dépôt par voie humide, la coagulation et la nucléation des particules. Ceux-ci peuvent toujours être négligés car dans la gamme de rayons qui nous intéresse, ils influent peu. Les particules qui coagulent ou nucléent sont très peu nombreuses pour ces tailles. D'autre part, on ne s'intéresse pas ici aux conditions atmosphériques pluvieuses et le lessivage par les pluies n'est pas pris en compte. **Ainsi le seul terme d'élimination des particules de la CLAM est le dépôt sec.**

Si  $z$  est défini suivant la hauteur au dessus de l'eau,  $x$  et  $y$  dans le plan horizontal avec  $x$  dans le sens du vent. En prenant  $u, v$  et  $w$  pour composantes de la vitesse du vent suivant  $x, y, z$  on peut écrire l'équation de continuité de la manière suivante :

$$\frac{\partial n}{\partial t} + \frac{\partial j_x}{\partial x} + \frac{\partial j_y}{\partial y} + \frac{\partial j_z}{\partial z} = 0 \quad (.1.44)$$

où :

$$\begin{aligned} j_x &= nu + nu_{gliss,x} \\ j_y &= nv + nv_{gliss,y} \\ j_z &= nw + nw_{gliss,z} \end{aligned} \quad (.1.45)$$



L'écoulement dans la couche limite marine est presque toujours turbulent (notamment par vent fort), chaque quantité peut être décomposée en une composante moyenne et une composante fluctuante (Reynolds, 1894)  $q = \bar{q} + q'$ . L'équation.1.44 s'écrit alors :

$$\frac{\partial \bar{n}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{j}_x}{\partial x} + \frac{\partial \bar{j}_y}{\partial y} + \frac{\partial \bar{j}_z}{\partial z} = 0 \quad (.1.46)$$

où les flux moyens de particules dans la direction du vent, la direction transverse et verticale ( $\bar{j}_x, \bar{j}_y, \bar{j}_z$ ) s'écrivent de la manière suivante :

$$\begin{aligned} \bar{j}_x &= \bar{n}\bar{u} + \overline{n'u'} + \bar{n}\bar{v}_{gliss,x} + \overline{n'v'_{gliss,x}} \\ \bar{j}_y &= \bar{n}\bar{v} + \overline{n'u'} + \bar{n}\bar{v}_{gliss,y} + \overline{n'v'_{gliss,x}} \\ \bar{j}_z &= \bar{n}\bar{w} + \overline{n'w'} + \bar{n}\bar{v}_{gliss,z} + \overline{n'v'_{gliss,x}} \end{aligned} \quad (.1.47)$$

Les premiers termes représentent le transport dans l'écoulement moyen dit macroscopique. Les seconds termes sont les termes turbulents. Les termes suivants représentent la contribution des termes de glissement.

Si l'on fait l'hypothèse d'un vent dans une direction privilégiée (par convention x),  $\bar{j}_y = 0$ . On suppose que le vent est homogène spatialement suivant y.  $\bar{j}_x$  peut se résumer à  $\bar{j}_x = \bar{n}\bar{u}$ . L'écoulement moyen est alors prédominant et la vitesse de glissement (due à la gravité) n'a pas de composante suivant x. Dans tous les cas, on considère que les fluctuations des termes de glissement sont négligeables.  $\bar{j}_z$  est le flux net effectif à la hauteur z. On fait souvent l'hypothèse que l'écoulement moyen vertical est négligeable ( $\bar{w} = 0$ ). Ce n'est pas toujours le cas, mais si on considère un vent fort, l'hypothèse est valable. Ainsi le système d'équation.1.47 peut se simplifier :

$$\begin{aligned} \bar{j}_x &= \bar{n}\bar{u} \\ \bar{j}_y &= 0 \\ \bar{j}_z &= \overline{n'w'} + \bar{n}\bar{v}_{gliss,z} \end{aligned} \quad (.1.48)$$

Le terme  $\overline{n'w'}$  représente le flux vertical par diffusion turbulente. Celui-ci est pris proportionnel au gradient vertical de concentration :

$$\overline{n'w'} = -D_{turb} \frac{\partial \bar{n}}{\partial z} \quad (.1.49)$$

$D_{turb}$  est le coefficient de diffusion turbulent. Dans la couche de surface,  $\bar{j}_z$  peut alors s'écrire :

$$\bar{j}_z = \overline{n'w'} - \bar{n}\bar{v}_{gliss,z} \quad (.1.50)$$

où  $\bar{v}_{gliss,z} = \bar{v}_{term}$  est la vitesse de chute en régime de stokes (valable pour  $r_{80} < 25\mu\text{m}$ , mais attention aux tailles supérieures) :

$$\bar{v}_{term} = \frac{2\rho_p g r_{80}^2 C}{9\mu_a} \quad (.1.51)$$

où  $\rho_p$  est la masse volumique de la particule, C est le coefficient de cunningham et  $\mu_a$  la viscosité cinématique. **Ainsi une manière simple de décrire le transport des aérosols pour  $0.1 \leq r_{80} \leq 25\mu\text{m}$  dans la couche limite atmosphérique pour  $z \gg \delta$  est donnée**

par l'équation .1.52 :

$$\frac{\partial \bar{n}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{n}\bar{u}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{n}'\bar{w}' - \bar{n}\bar{v}_{term}) = 0 \quad (.1.52)$$

A la surface de la mer :

$$\frac{\partial \bar{n}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{n}\bar{u}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{j}_z) = 0 \quad (.1.53)$$

avec  $\bar{j}_z$  est le flux effectif net des aérosols marins dans la CLAM.

## 1.6 Génération des aérosols à la surface de la mer

### 1.6.1 Flux de surface

Pour étudier le transport des aérosols marins dans la CLAM, l'implémentation de l'équation de transport dans n'importe quel modèle atmosphérique nécessite de connaître les termes sources à la surface marine. L'étude de la fonction source de l'aérosol issue du bubble bursting fait l'objet de nombreux travaux depuis des décennies (Blanchard (1963)) et pose encore beaucoup de problèmes dus à la complexité de modéliser leur comportement proche de la surface de la mer. La tâche est d'autant plus ardue que ce comportement varie suivant la taille de la particule. Il existe un certain nombre de méthodes afin pour obtenir l'expression de la fonction source à partir de mesures expérimentales. Lewis & Schwartz (2004) en font une revue assez détaillée pour laquelle le lecteur pourra se référer. Dans ce paragraphe, on ne rappellera que les bases. De manière générale, on distingue deux types de méthodes. Celle qui permet de déterminer le flux interfacial de production à la surface de la mer ( $z=0$  m) "  $f_{int}$  " (Whitcap method; bubble method; along-wind flux method; vertical impaction; direct observation) et celle qui cherche à déterminer le flux effectif de production à une la hauteur de référence ( $z_{ref}$ ) (Steady state dry deposition method; concentration buildup; micrometeorological...). Le flux interfacial de production  $f_{int}$  est décrit de la manière suivante :

$$f_{int} = j_z(0) + j_d(0) \quad (.1.54)$$

Il s'agit de la production d'aérosols de la mer vers l'atmosphère en  $z=0$ . Celle ci ne doit pas être confondue avec  $j_z(0)$  qui représente le flux net d'aérosols c'est à dire ce qui a été produit retranché de ce qui s'est déposé ( $f_{int} > 0$  et  $j_z(0) > 0$  pour  $z > 0$  et  $j_d(0) > 0$  pour  $z < 0$ ). Il est très difficile de mesurer le nombre de particules éjectées directement à la surface de la mer, particulièrement pour les plus grosses ( $\sim mm$ ) dont le temps de résidence est extrêmement court ( $\sim s$ ). La méthode la plus répandue pour calculer le flux interfacial a été proposée par Monahan *et al.* (1983) :

$$f_{int}(r_{80}) = f_{wc}(r_{80}) * W \quad (.1.55)$$

Avec  $f_{wc}$  déterminé en laboratoire. Il s'agit du nombre de particules produit par unité de Whitcap et par unité de temps.  $W$  est le pourcentage de couverture moutonneuse à la surface de la mer. Il est généralement établi de manière empirique en fonction de  $U_{10}$  ou de  $u_*$  et des paramètres de vagues (voir paragraphe 1.6.3.b).

Cependant, d'une part parce que la plupart des mesures aérosolaires sont effectuées à une altitude  $r_{ref} \geq 10$  m par commodité, et que, pour les modèles de transport chimique on considère que seuls les aérosols ayant atteint une certaine hauteur participent aux échanges avec l'atmosphère de manière significative, on définit également le flux effectif de production d'aérosols  $f_{eff}(z_{ref})$

à travers un plan horizontal situé à la hauteur  $z_{ref}$  :

$$f_{eff}(z_{ref}) = j_z(z_{ref}) + j_d(z_{ref}) \quad (.1.56)$$

où  $j_z(z_{ref})$  est le flux effectif net à la hauteur de référence  $z_{ref}$  et  $j_d(z_{ref})$  est le flux effectif de dépôt à travers le plan à  $z_{ref}$  en l'absence de production à la surface de la mer.  $f_{eff}(z_{ref})$  est donc le nombre de particules par intervalle de  $r_{80}$  produit à la surface de la mer ayant atteint la hauteur  $z_{ref}$  par unité de surface de mer et par unité de temps. L'intérêt de décrire les flux d'aérosols marins de cette manière est que, si l'on fait l'hypothèse de stationnarité des concentrations comme d'homogénéité horizontale, et qu'aucune particule n'est entraînée au-dessus de la CLAM,  $f_{eff}(z_{ref})$  s'écrit simplement :

$$f_{eff}(z_{ref}) = j_d(z_{ref}) = \bar{n}(z_{ref}) * v_d \quad (.1.57)$$

Il s'agit de la méthode de dépôt sec stationnaire, où  $\bar{n}(z_{ref})$  est une grandeur mesurable et  $v_d$  la vitesse de dépôt sec.

### Fonctions sources :

La figure .1.8 représente des exemples de fonctions sources des aérosols marins couramment citées dans la littérature et utilisées dans des modèles de transport d'aérosols. Ces fonctions sont détaillées dans le tableau .1.6 . Elles sont données ici pour une vitesse de vent de 15 m/s. Bien que ces fonctions aient été déterminées par des techniques différentes, les résultats qu'elles donnent sont assez consistants. Le flux de [Smith \*et al.\* \(1993\)](#) a été établi par la "steady state dry deposition method", [Monahan \*et al.\* \(1986\)](#) par la méthode "whitecap" qui détermine  $f_{int}$  comme le produit du pourcentage de couverture moutonneuse et du flux d'aérosols pour 100% de whitecaps déterminé en laboratoire. [Martensson \*et al.\* \(2003\)](#) ont utilisé la même méthode en incluant en plus l'effet de la température et [Clark \*et al.\* \(2006\)](#) déduisent le flux à partir de mesures réalisées dans la zone de surf (zone de déferlement des vagues sur la pente d'une plage) pour ensuite la généraliser pour le plein ocean en utilisant également le pourcentage de couverture moutonneuse.

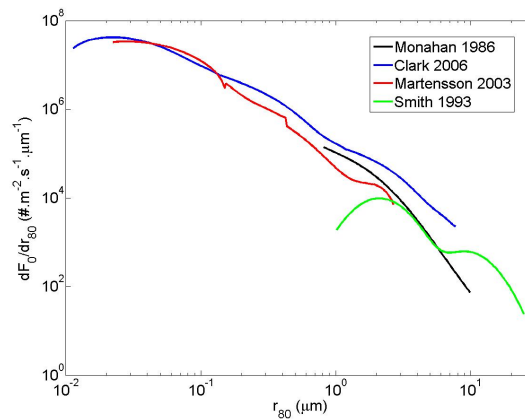


FIGURE .1.8 – Représentation des flux d'aérosols marins

Source	flux	formulation ( $m^{-2} \mu m^{-1} s^{-1}$ )	Taille ( $\mu m$ )	$U(m/s)$	$T_{mer}^{\circ}$
<a href="#">Monahan et al. (1986)</a>	$f_{int}$	$\frac{dF}{dr_{80}} = 1.373U_{10}^{3.41} r_{80}^{-3} (1 + 0.057r_{80}^{1.05}) * 10^{1.19 \exp(-B^2)}$ $B = (0.380 - \log r_{80})/0.650$	$0.3 < r_{80} < 20$	n.c	$20^{\circ}C$
<a href="#">Smith et al. (1993)</a>	$f_{eff}$	$\frac{dF}{dr_{80}} = \sum_{i=1,2} A_i \exp\{-f_i [\ln \frac{r_{80}}{r_{80_i}}]^2\}$ $\log(A_1) = 0.0676U_{14} + 2.43$ ; $\log(A_2) = 0.959U_{14}^{1/2} - 1.476$ $f_1 = 3.1, f_2 = 3.3, r_{80_1} = 2.1 \mu m, r_{80_2} = 9.2 \mu m$	$1 < r_{80} < 25$	$14 - 32$	n.c
<a href="#">Clark et al. (2006)</a>	$f_{int}$	$\frac{F_N}{d \log D_p} = W * \sum_{i=1,2} A_i$ $A_i = \beta_0 + \beta_1 D_p + \beta_2 D_p + \beta_3 D_p + \beta_4 D_p + \beta_5 D_p$	$0.01 < D_p < 8$	n.c	25
<a href="#">Martensson et al. (2003)</a>	$f_{int}$	$\frac{F_0}{d \log D_p} = W(A_k T_{water} + B_k), T_{water} \text{ en K}$ $A_k = c_1 D_p^4 + c_2 D_p^3 + c_3 D_p^2 + c_4 D_p^1 + c_5$ $B_k = d_1 D_p^4 + d_2 D_p^3 + d_3 D_p^2 + d_4 D_p^1 + d_5$ $k = 1, \text{ tailles } j = 1 - 13, 0.018 - 0.168 \mu m$ $k = 2, \text{ tailles } j = 13 - 26, 0.168 - 0.949 \mu m$ $k = 3, \text{ tailles } j = 26 - 38, 0.949 - 5.7 \mu m$		n.c	$-2 - 25$

TABLE .1.6 – Résumé des fonctions sources pour les flux d'aérosols marins couramment citées dans la littérature

Taille ( $\mu m$ )	$c_1$	$c_2$	$c_3$	$c_4$	$c_5$
0.018 – 0.0168	$-2.87 * 10^{28}$	$-1.30 * 10^{22}$	$1.94 * 10^{15}$	$-1.00 * 10^8$	$7.46 * 10^{-1}$
0.168 – 0.949	$-4.57 * 10^{24}$	$1.30 * 10^{19}$	$-1.34 * 10^{13}$	$5.76 * 10^6$	$-7.15 * 10^{-1}$
0.949 – 5.7	$-1.09 * 10^{21}$	$1.64 * 10^{16}$	$-8.43 * 10^{10}$	$1.59 * 10^5$	$-5.53 * 10^{-2}$
	$d_1$	$d_2$	$d_3$	$d_4$	$d_5$
0.018 – 0.168	$-8.37 * 10^{30}$	$3.81 * 10^{24}$	$-5.74 * 10^{17}$	$3.01 * 10^{10}$	$-2.21 * 10^2$
0.168 – 0.949	$1.25 * 10^{27}$	$-3.62 * 10^{21}$	$3.81 * 10^{15}$	$-1.67 * 10^9$	$2.17 * 10^2$
0.949 – 5.7	$2.93 * 10^{23}$	$-4.44 * 10^{18}$	$2.29 * 10^{13}$	$-4.32 * 10^7$	$1.52 * 10^1$

TABLE .1.7 – Coefficients à utiliser dans la fonction source de [Martensson et al. \(2003\)](#)

Taille ( $\mu m$ )	$\beta_0$	$\beta_1$	$\beta_2$	$\beta_3$	$\beta_4$	$\beta_5$
0.01 – 0.132	$-5.001 * 10^3$	$0.808 * 10^6$	$-1.980 * 10^7$	$2.188 * 10^8$	$-1.144 * 10^9$	$2.290 * 10^9$
0.132 – 1.2	$3.854 * 10^3$	$1.168 * 10^4$	$-6.572 * 10^4$	$1.003 * 10^5$	$-6.407 * 10^4$	$1.493 * 10^4$
1.2 – 8.0	$4.498 * 10^2$	$0.839 * 10^3$	$-5.394 * 10^2$	$1.28 * 10^2$	$-1.213 * 10^1$	$4.514 * 10^{-1}$

TABLE .1.8 – Coefficients à utiliser dans la fonction source de [Clark et al. \(2006\)](#)

La plupart des méthodes représentent  $f_{int}$ . Il faut donc bien comprendre que pour utiliser ces fonctions dans des cas réels il sera important d’avoir une bonne estimation de  $\mathbf{W}$  (la couverture moutonneuse) qui varie suivant les caractéristiques des champs de vagues, c’est à dire suivant leur hauteur ( $H_s$ ), leur vitesse de déplacement ( $c_p$ ), de leur état de développement (condition de fetch X limité ou infini) mais aussi de la vitesse de frottement ( $u_*$ ).

### 1.6.2 Notion sur les vagues

#### a/ Modélisation paramétrique des vagues

Le champ de vagues peut se trouver sous plusieurs états de développement. On s’intéresse en particulier aux états de mers stationnaires. Si le vent a soufflé à vitesse et à direction constantes suffisamment longtemps, un équilibre est atteint au bout d’une certaine distance qu’on appelle le fetch. En bout de fetch, les caractéristiques du champ de vagues n’évoluent plus, l’énergie dissipée par le déferlement est équivalente à celle donnée par le vent. Ainsi, la production d’aérosols étant liée à la couverture moutonneuse ( déferlement ), on s’attend à un équilibre de la production à l’interface air-mer.

Parmi ces états de mer, on distingue les conditions de fetch infini (champ de vagues complètement développé), de fetch limité (champ de vagues en développement) et de fetch en durée limitée. Pour cette dernière, la hauteur des vagues est limitée par le temps pendant lequel le vent a soufflé. Une homogénéité spatiale est alors supposée. En milieux côtier, la croissance des champs de vagues est souvent représentée par une combinaison des cas de fetch limité et à durée limitée. Le paragraphe qui suit fait une synthèse bibliographique présentant certains modèles paramétriques qui décrivent les champs de vagues suivant les différentes conditions énoncées précédemment. L’intérêt est d’amener à donner des critères permettant d’admettre au bout d’un certain temps les conditions d’état de mer stationnaire.

Les paramètres caractéristiques utilisés dans les modèles de prévision d’états de la mer sont la hauteur significative  $H_s$  et la fréquence de pic  $f_p$ . La hauteur significative est donc reliée à l’énergie du champ de vagues. La fréquence de pic correspond au mode principal du spectre, c’est à dire qu’elle correspond à la fréquence de l’onde dominante du champ de vagues. La hauteur significative est définie par :

$$H_s = 4\sqrt{m_0} \quad (.1.58)$$

Où  $m_0$  est le moment d’ordre zéro du spectre fréquentiel de vagues  $\psi(f)$ . Pour une surface gaussienne à spectre étroit,  $H_s = H_{1/3}$ , est définie comme la moyenne du tiers des vagues les plus hautes. L’énergie totale du champ de vagues ( $E_T$ ) peut s’écrire :

$$E_T = \rho_e g \frac{H_s^2}{16} \quad (.1.59)$$

où  $\rho_e$  est la masse volumique de l’eau et  $g$  l’accélération de la pesanteur.

**Modèle de fetch infini :** Pour des états de mer complètement développées, [Pierson & Moskowitz \(1964\)](#) ont proposé un modèle de spectre,  $\psi_{PM}$ , sous la forme suivante :

$$\psi_{PM}(f) = \alpha g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} \exp \left\{ -\frac{5}{4} \left( \frac{f}{f_p} \right) \right\}$$

où  $\alpha = 8.1 \times 10^{-3}$

[Pierson & Moskowitz \(1964\)](#) ont proposé une modélisation des paramètres spectraux  $f_p$  et  $H_s$  qui ne dépendent que de la vitesse du vent (ici pour une hauteur de 19.5 mètres) :

$$f_p = \frac{1.37}{U_{19.5}} \quad (.1.60)$$

$$H_s = 0.0213 U_{19.5}^2 \quad (.1.61)$$

[Carter \(1982\)](#) en révisant les données de [Pierson & Moskowitz \(1964\)](#) propose des relations sensiblement équivalentes :

$$f_p = \frac{1.374}{U_{10}} \quad (.1.62)$$

$$H_s = 0.0240 U_{10}^2 \quad (.1.63)$$

**Modèle de fetch limité :** Pour des conditions d'état de mer en fetch limité, le spectre de JONSWAP ( Joint North Sea Wave Project )  $\psi_J$  est très utilisé. Il a été développé par [Hasselmann \(1973\)](#) suite à la campagne océanographique JONSWAP menée en Mer du Nord en 1969. Il se distingue du spectre de [Pierson & Moskowitz \(1964\)](#) par un facteur de "dépassement" du pic :

$$\psi(f) = \psi_{PM}(f) \gamma^q \quad (.1.64)$$

$$q = \exp \left[ -\frac{(f - f_p)^2}{2\sigma_J^2 f_p^2} \right] \quad (.1.65)$$

$$\sigma_J = 0.07 \quad \text{pour} \quad f < f_p \quad ; \quad \sigma_J = 0.09 \quad \text{pour} \quad f \geq f_p$$

$\gamma$  représente le rapport entre le maximum de l'énergie du spectre et le maximum du spectre de Pierson et Moskowitz à la même fréquence. Pour  $\gamma \geq 1$ , le spectre de JONSWAP présente plus d'énergie près du pic que le spectre de Pierson et Moskowitz. Pour le spectre moyen de JONSWAP  $\gamma = 3.3$ .

Le spectre de JONSWAP représente le champ de vagues océaniques partiellement développées. La représentation idéale pour de telles vagues est nécessaire car elles se rencontrent fréquemment dans la nature ([Mitsuyasu & Rikiishi, 1978](#)). Il est à noter que ce spectre dépend du fetch par l'intermédiaire des paramètres  $\alpha$  et  $f_p$ .

Un grand nombre de modèles de prédiction des caractéristiques des champs de vagues en fetch limité s'écrivent selon le formalisme utilisé avec les données JONSWAP. [Badanin & Soloviev \(1998\)](#) ont effectué un récapitulatif assez complet de ces relations vagues-vent-fetch. [Lafon \(2004\)](#) en a testé un certain nombre pour sa thèse au sein du LSEET-LEPI. Tous ces modèles sont représentés sous la même forme :

$$\tilde{f}_p = a_1 \tilde{X}^{b_1} \quad (.1.66)$$

Auteurs	a1	b1	a2	b2
JONSWAP : <a href="#">Hasselmann (1976)</a> ; <a href="#">hsu (1986)</a>	3.5	-0.33	$16 \cdot 10^{-4}$	0.5
<a href="#">Kahma (1981)</a>	3.18	-0.33	$2.4 \cdot 10^{-3}$	0.495
<a href="#">Carter (1982)</a>	2.84	-0.33	$2.4 \cdot 10^{-3}$	0.5
<a href="#">Donelan et al. (1985)</a>	1.85	-0.23	$3.47 \cdot 10^{-3}$	0.379
<a href="#">Dobson et al. (1989)</a>	1.7	-0.24	$3.74 \cdot 10^{-3}$	0.396
<a href="#">Wen et al. (1989)</a>	1.66	-0.23	$5.15 \cdot 10^{-3}$	0.348
<a href="#">Ewans &amp; Kibblewhite (1990)</a>	2.98	-0.3	$2.04 \cdot 10^{-3}$	0.436
condition atmosphérique stable : <a href="#">kahma &amp; Calkoen (1992)</a>	1.91	-0.24	$3.86 \cdot 10^{-3}$	0.38
condition atmosphérique instable : <a href="#">kahma &amp; Calkoen (1992)</a>	2.26	-0.28	$2.94 \cdot 10^{-3}$	0.47

TABLE .1.9 – Coefficients pour les relations paramétriques de vagues en fonction du fetch

$$\tilde{H}_S = a_2 \tilde{X}^{b_2} \quad (.1.67)$$

Les paramètres  $\tilde{f}_p$ ,  $\tilde{H}_s$  et  $\tilde{X}$  sont respectivement la fréquence de pic, la hauteur significative et la longueur de fetch, adimensionnés par la vitesse du vent mesurée à dix mètres au dessus du niveau marin, et sont donnés par :

$$\tilde{f}_p = \frac{U_{10} f_p}{g} \quad (.1.68)$$

$$\tilde{H}_S = \frac{gX}{U_{10}^2} \quad (.1.69)$$

$$\tilde{X} = \frac{gX}{U_{10}^2} \quad (.1.70)$$

Les différents modèles que l'on trouve dans la littérature proposent des valeurs variables pour les coefficients  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $b_1$ ,  $b_2$  (tableau .1.9).

Un autre modèle qui utilise un formalisme différent est celui dit SMB (Sverdrup-Munk-Bretschneider) développé par [Bretschneider \(1970\)](#) :

$$\tilde{f}_p = 0.1326 \coth(0.077 \tilde{X}^{0.25}) \quad (.1.71)$$

$$\tilde{H}_S = 0.283 \tanh(0.0125 \tilde{X}^{0.42}) \quad (.1.72)$$

#### b/ Temps d'équilibre :

Plusieurs critères sur le temps nécessaire pour atteindre l'état stationnaire du champ de vagues ont été proposés.

**Fetch court :** Le temps minimal, nécessaire pour observer un équilibre de champ de vagues a été déterminé par intégration de l'inverse de la vitesse de groupe le long du fetch ([Mitsuyasu & Rikiishi, 1978](#)). On en retiendra trois expressions. Celle de [Hasselmann \(1976\)](#) revue par [hsu \(1986\)](#) :

$$t_J = 68.8 \frac{U_{10}}{g} \tilde{X}^{2/3} \quad (.1.73)$$

Celle du modèle SMB (Bretschneider, 1970) :

$$t_{SMB} = 6.59 \frac{U_{10}}{g} \exp \left[ 0.0161 (\ln X)^2 - 0.369 \ln \tilde{X} + 2.202 \right]^{0.5} + 0.880 \ln \tilde{X} \quad (.1.74)$$

et de Carter (1982)<sup>1</sup> :

$$t_c = 1.167 X^{0.7} U_{10}^{-0.4} \quad (.1.75)$$

Ces temps minimum sont des approximations. L'une des hypothèses pénalisantes est que l'état de mer sur lequel le vent se met à souffler n'est pas pris en compte. Le vent se met à souffler sur une mer initialement au repos. Cependant, Bishop (1983) remarque en comparant les différents critères que la condition d'équilibre s'observe dès que celui donnant la durée la plus petite est respectée. Il considère également que le fetch peut être considéré comme constant si le vent ne varie pas de plus de 25 % en vitesse et de 10° en direction.

**Fetch long ou illimité :** Il s'agit de la durée minimale correspondant à l'établissement d'un champ de vagues pleinement développées. Le critère pour atteindre cet état de mer est présenté par Pierson & Moskowitz (1964) et revu par hsu (1986). La stationnarité est atteinte si :

$$\tilde{f}_p \leq 0.123 \quad (.1.76)$$

Carter (1982), pour sa part propose :

$$\tilde{f}_p \leq 0.14 \quad (.1.77)$$

Ceci lui permet de calculer la longueur de fetch minimale pour observer une mer pleinement développée (voir Carter (1982)) :

$$X = 2.32 U_{10}^2 \quad (.1.78)$$

Le temps nécessaire pour observer une mer pleinement développée est donné par :

$$t_c = 2.01 U_{10} \quad (.1.79)$$

### 1.6.3 Notion sur le déferlement

#### a/ Description

Ce phénomène s'observe sous trois formes principales (figure.1.9) :

La première forme est le déferlement à déversement ("spilling breaker"). On le rencontre plus spécifiquement en mer. L'énergie est dissipée par le "moutonnement" lors de la propagation des vagues. Il s'agit d'un phénomène intermittent qui se produit spécialement en eau profonde. Les vagues avancent par groupes. Ce sont les vagues les plus hautes, donc au voisinage du centre du groupe qui déferleront les premières. La partie blanche apparaît à l'avant de la crête de la vague. Les "moutons" avançant à la vitesse du groupe, ils ne restent donc pas toujours sur la même vague. Ils passent d'une vague au centre du groupe à la suivante et disparaissent généralement après le passage des plus fortes lames.

La deuxième est le déferlement plongeant ("plunging breaker") qui se rencontre sur les côtes

1. Attention pour les relations .1.75, .1.78 et .1.79,  $t_c$  est directement donné en heures et  $X$  est en km



lorsque l'effet du fond se fait sentir et que la vague atteint une cambrure importante. Ce déferlement commence par la rotation de la vague sur elle-même, formant un "cylindre" d'eau en mouvement, plongeant sous l'effet de la gravité. Dans ce cas l'énergie de la vague se dissipe presque totalement.

La troisième forme est le déferlement à gonflement ("surging breaker"). Ce déferlement est caractéristique de régions littorales lorsque la pente du fond est courte et très raide. La dissipation d'énergie est moins importante que dans le cas précédent. L'onde est partiellement réfléchie ce qui peut entraîner un courant de retour important.

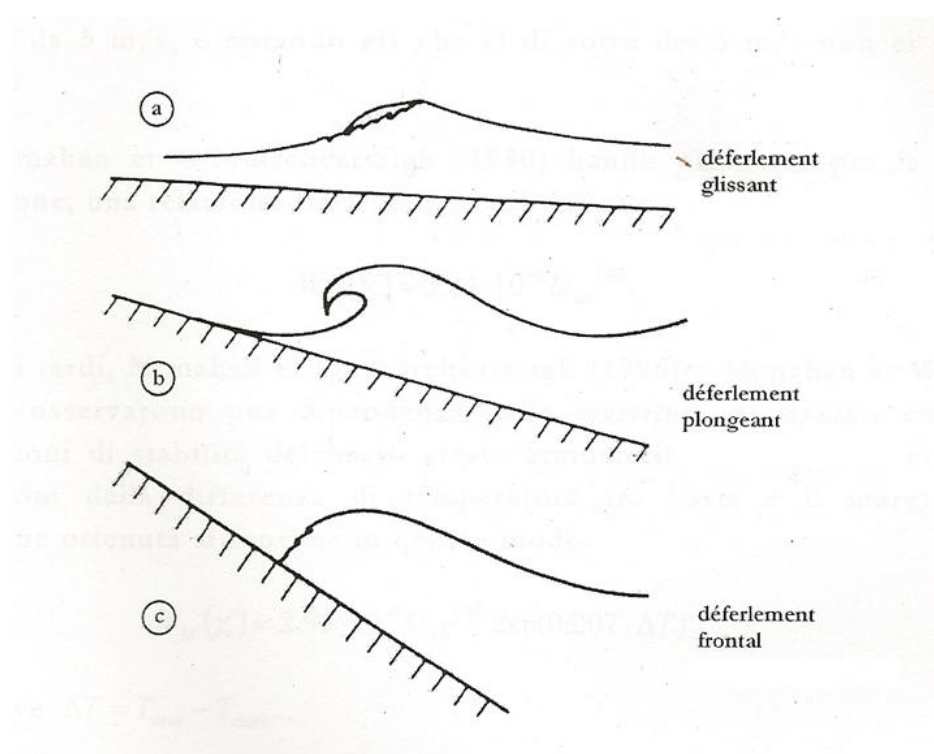


FIGURE 1.9 – Les différents types de déferlement

#### b/ Paramétrisations de la couverture moutonneuse

Plusieurs modèles de couverture moutonneuse "W" ont été avancés depuis quelques décennies. "W" est le pourcentage de surface marine recouverte d'écume. C'est le lieu où sont produits les aérosols marins, il intervient dans le calcul des termes sources  $f_{int}$ . Les mesures s'effectuent à partir de photos ou d'images vidéo. Les premières paramétrisations de la couverture moutonneuse reliant W à la vitesse du vent avec une loi de puissance sont données par :

$$W = aU^b \quad (.1.80)$$

Monahan & O'Muircheartaigh (1980) ont établi :

$$W_M(\%) = 3.84 * 10^{-6} U_{10}^{3.41} \quad (.1.81)$$

Plus tard, les mêmes auteurs (Monahan & O'Muircheartaigh (1986)) introduisent l'influence de la température de la mer et distinguent les cas de whitecap actif ( $W_A$ ) :

$$\begin{aligned} W_A(\%) &= 2.92 * 10^{-5} U_{10}^{3.204} \exp[0.198(T_{mer} - T_{air})] \\ W_p(\%) &= 1.95 * 10^{-3} U_{10}^{2.55} \exp[0.0861(T_{mer} - T_{air})] \end{aligned} \quad (.1.82)$$

Ensuite Wu (1988) considère le problème en terme de flux énergétique. Lorsque le champ de vagues est en équilibre, l'énergie dissipée par le déferlement correspond à l'excès d'énergie apportée par le vent. Ce flux d'énergie  $E$  est proportionnel à  $u_*^2$  ainsi qu'au courant de dérive à la surface proportionnel à  $u_*$ . A final  $W \propto E \propto u_*^3$ . En faisant l'hypothèse que  $Cd \propto U_{10}^{1/2}$ , Wu (1988) trouve une loi de puissance en 3.75 :

$$W_w(\%) = 1.7 * 10^{-6} U_{10}^{3.75} \quad (.1.83)$$

$$W \propto E \propto u_*^3 = (Cd * U_{10}^2)^{3/2} \propto (U_{10}^{1/2} U_{10}^2)^{3/2} = U_{10}^{3.75} \quad (.1.84)$$

D'autres auteurs tels que Piazzola *et al.* (2002b) étudient la dépendance de la couverture moutonneuse avec le fetch adimensionné ( $\tilde{X}$ ). La relation trouvée s'écrit de la manière suivante :

$$W_p(\%) = \frac{8.9 * 10^{-5}}{7\pi * \nu_a g} Cd * U_{10}^3 \tilde{X}^{1/3} \quad (.1.85)$$

Xu *et al.* (2000) ont proposé un modèle analytique qui dépend également de  $\tilde{X}$  :

$$W_{xu}(\%) = 1 - \phi(0.29\tilde{X}^{(1/4)}) \quad \text{avec} \quad \phi(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \int_{-\infty}^z e^{-y^2/2} dy} \quad (.1.86)$$

En 1996, Kraan *et al.* (1996) comparent des mesures de whitecap actif avec un modèle théorique de dissipation de l'énergie des vagues par le déferlement. La théorie aboutit à une relation qui dépend de l'âge de la vague ( $cp/u_*$ ), où  $cp$  est la pulsation de l'onde dominante du champ de vagues.

$$W_k(\%) = 96(cp/u_*)^{-2.08} \quad (.1.87)$$

De manière similaire Guan *et al.* (2007) trouvent :

$$W_k(\%) = 297.3(cp/u_*)^{-2.00} \quad (.1.88)$$

### c/ Le déferlement en milieu côtier

Le flux interfacial de production d'aérosols à la surface de la mer est proportionnel au pourcentage de couverture moutonneuse ( $\mathbf{W}$ ). Les premiers modèles proposés paramétrisent  $\mathbf{W}$  en fonction de  $U_{10}$ , les plus connus sont donnés par Monahan & O'Muircheartaigh (1980) et Wu (1988) (voir paragraphe 1.6.3.b). Si ces modèles sont reconnus comme caractérisant bien la couverture moutonneuse en plein océan, il apparaît que leur performance diminue en milieu côtier (Lewis & Schwartz, 2004). Sur la figure .1.10, Francius *et al.* (2009) représentent les résultats des deux modèles en fonction de la vitesse du vent. Sont également représentées des mesures expérimentales de  $\mathbf{W}$  collectées par fetch courts (<60-70 km) lors des campagnes de mesures EMMA,FETCH et Bohai.

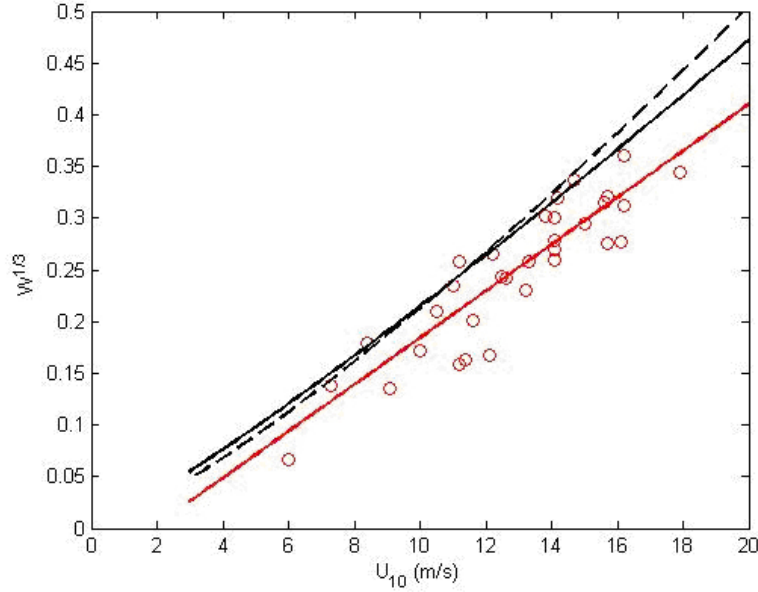


FIGURE 1.10 – Couverture de Whitecap en fonction du vent à 10 mètres : en trait plein le modèle de Wu (1988), en tirets le modèle de Monahan & O’Muircheartaigh (1980), en trait plein rouge  $W = 1.34 \cdot 10^{-3}(U_{10} - 2.48)^3$ , les ronds rouges représentent des mesures expérimentales de  $\mathbf{W}$  pour des fetch inférieures à 60-70 km (Campagne de mesures : Bohai ;EMMA ;FETCH)

La courbe rouge représente la regression réalisée par Francius *et al.* (2009) pour les fetch inférieurs à 60-70 km. Il est surprenant d’observer que les tendances décrites par les trois modèles sont très similaires. Que ce soit en plein océan ou en milieu côtier on retrouve l’augmentation de  $\mathbf{W}$  à la vitesse du vent à 10 mètres. Cependant, on observe clairement que les modèles de Wu et Monahan surestiment les données mesurées. On remarque également que la dispersion autour de la courbe de régression en rouge reste importante. En milieu côtier et donc par fetch court, la paramétrisation de  $\mathbf{W}$  par la vitesse du vent n’est pas suffisante. Le problème s’avère plus compliqué. Utiliser les modèles de Wu (1988) et de Monahan & O’Muircheartaigh (1980) pour calculer la production d’aérosols en milieu côtier risque de mener à une surestimation des flux. Ces résultats impliquent également que paramétriser l’évolution des concentrations en aérosols par fetch courts avec la vitesse du vent n’est pas suffisant.

Dans le but d’améliorer l’estimation de la couverture de Whitecap par fetch court, deux types de paramétrisations ont été proposés afin de mieux prendre en compte la variation d’états de mer proches des côtes. Le premier type fait intervenir le fetch adimensionné  $\tilde{X}$ . On distingue le modèle analytique de Xu *et al.* (2000) et de Piazzola *et al.* (2002a). Le deuxième type fait intervenir l’âge des vagues ( $cp/u_*$ ). Les modèles de Kraan *et al.* (1996) et de Guan *et al.* (2007) utilisent ce dernier paramètre. Afin de pouvoir comparer tous ces modèles entre eux on peut utiliser la relation de conversion  $\frac{cp}{u_*} = \frac{Cd^{1/2}}{7\pi g} * \tilde{X}$ . Bien entendu, les résultats dépendront du choix de la paramétrisation pour le coefficient de frottement  $Cd$ . Dans notre cas, nous avons repris celui utilisé par Wu (1988) :

$$10^3 * Cd = 0.8 + 0.065U_{10} \quad (.1.89)$$

La figure 1.11 présente les comparaisons entre les différents modèles et les mesures expérimentales. On remarque que les modèles ont des tendances différentes. Les modèles de Xu *et al.* (2000) , Kraan *et al.* (1996) et Guan *et al.* (2007) montrent la décroissance du Whitecap avec  $\tilde{X}$ , alors que le modèle de Piazzola *et al.* (2002a) décrit l’augmentation du Whitecap. Étant donné qu’aucun

des modèles n'est réellement consistant avec l'ensemble des données expérimentales, on comprend que la question du choix du meilleur paramètre pour décrire l'évolution du Whitecap par fetch court reste encore une question ouverte.

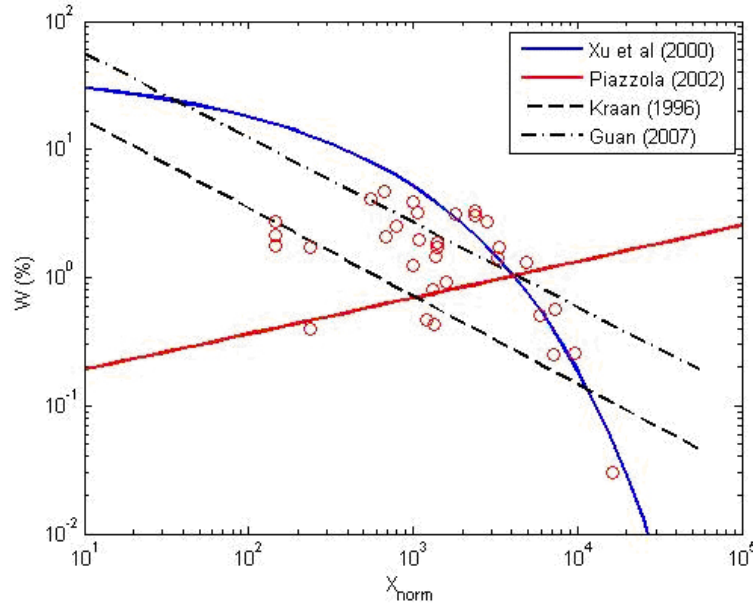


FIGURE 1.11 – Couverture de Whitecap en fonction de  $\tilde{X}$  : les ronds rouges représentent des mesures expérimentales de  $\mathbf{W}$  pour des fetch inférieures à 60-70 km (Campagne de mesures : Bohai ;EMMA ;FETCH)

Cependant, on peut quand même observer que le modèle de [Xu et al. \(2000\)](#) donne de bons résultats pour  $10^3 < \tilde{X} < 10^4$  qui sont des valeurs caractéristiques de champs de vagues en condition de fetch limité. Sur la figure 1.12, on a représenté uniquement le modèle de [Xu et al. \(2000\)](#) et on a différencié les données issues de la campagne de mesures FETCH, EMMA et Bohai. On remarque que le modèle donne un très bon accord avec les données de FETCH et Bohai mais ne restitue pas les résultats obtenus pour EMMA. Ceci s'explique par les conditions de mesures lors de ces campagnes expérimentales. La campagne FETCH a été réalisée à bord d'un navire de l'IFREMER en mer méditerranée. Les mesures de couvertures de Whitecap ont été faites pour des conditions de Mistral dans le Golf du Lyon. La campagne de Bohai a été réalisée dans la mer de Bohai en chine. Les mesures ont également été faites à bord d'un navire. Enfin la campagne EMMA a été effectuée sur l'île de Porquerolles, au même site qui nous a permis de réaliser notre étude et pour des conditions de Mistral. Dans le cas de FETCH et Bohai les conditions de fetch sont quasi-idéales. C'est à dire que le vent soufflait perpendiculairement à la côte et parallèlement au champ de vagues. De plus, on peut également faire l'hypothèse que le vent était stationnaire et homogène. La figure 1.12 montre donc que paramétrer la couverture de Whitecap en utilisant le fetch adimensionné  $\tilde{X}$  donne de bons résultats pour des cas où le fetch est bien défini et pour des champs de vagues stationnaires. Concernant EMMA, on voit que la dispersion des points est plus importantes et que les mesures correspondent à des états de mer plus jeune ( $\tilde{X} \leq 10^3$ ). A Porquerolles, l'occurrence de fetch plus courts ( $< 25$  km), la proximité du trait de côtes ainsi que l'inhomogénéité des champs de vents impliquent des situations fortement instationnaires qui rendent la détermination de la couverture de Whitecap plus complexe. Dans ces conditions, la paramétrisation par  $\tilde{X}$  n'est pas suffisante, il faut certainement rajouter une information qui caractérise le développement de vagues en fetch court.

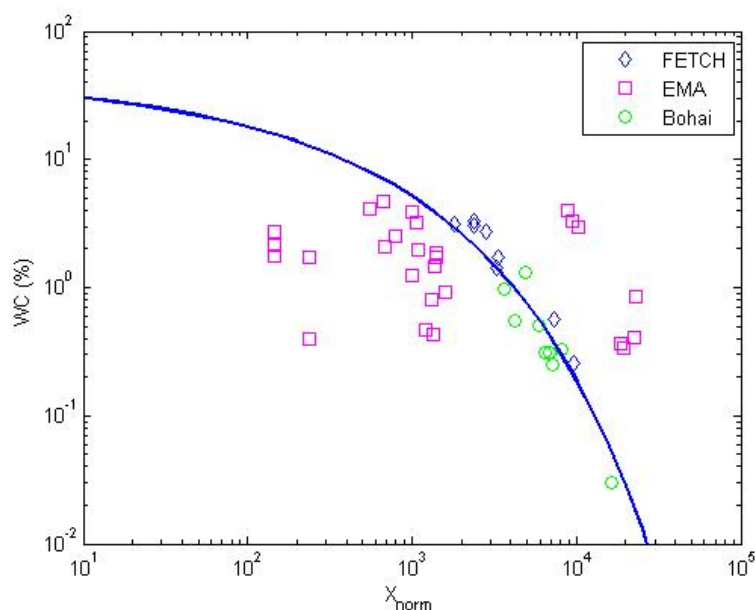


FIGURE 1.12 – Couverture de Whitecap en fonction de  $\tilde{X}$  : en bleu le modèle de Xu et al (2000), les triangles bleus représentent les données de FETCH, en vert les données de Bohai et en violet les données de EMMA

Le flux d'aérosols marins étant proportionnel à  $\mathbf{W}$ , afin d'améliorer la prédiction des concentrations en aérosols très proches des côtes il faut donc particulièrement améliorer nos connaissances sur ces états de mer.

## 1.7 conclusion

L'étude des aérosols en milieu côtier est un problème complexe qui fait intervenir un grand nombre de processus liés à la diversité des sources (continentales/marines), à la structure de la CLAM dans laquelle les aérosols sont transportés et aux mécanismes de génération par le déferlement qui sont encore mal compris et font encore l'objet de nombreux travaux.

Afin d'apporter notre contribution à cette étude, nous avons réalisé au cours de la période de thèse une campagne de mesures expérimentales sur l'îles de Porquerolles. Le but de cette campagne était d'augmenter la base de données de mesures d'aérosols déjà existante au Laboratoire LSEET et de proposer des moyens de modélisation performants pour estimer les concentrations en aérosols suivant les conditions météorologiques.



## Chapitre 2

# La campagne de mesures Porquerolles 2007 : acquisition, traitement des données et résultats généraux

### 2.1 Introduction

La campagne de mesures Porquerolles 2007 s'est déroulée du 10 mai 2007 au 10 juin 2007, sur l'île de Porquerolles au large de Hyères. Il s'agit d'un étroit massif de schiste d'axe Est-Ouest, situé à l'Est de Toulon, à 25km du Cap Sicié et 3 km de la Tour Fondue. De par sa position géographique, l'île se trouve être le point le plus avancé en mer de la côte méditerranéenne française (43°00 N ; 6°09 E). L'île de Porquerolles constitue un site privilégié d'observation des différentes masses d'air transitant au dessus de la mer. La proximité des côtes entraîne une influence de phénomènes d'origine continentale en plus de ceux d'origine maritime. Dans un premier temps nous allons décrire le site de mesures et les moyens instrumentaux utilisés. Ensuite nous détaillerons la manière dont les données granulométriques ont été traitées. Pour finir nous présenterons des résultats généraux sur la caractérisation physique et chimique des aérosols mesurés lors de la campagne.



FIGURE .2.1 – Région d'étude

## 2.2 Moyens instrumentaux et données utilisées

### 2.2.1 La station de mesure

La station est placée face à la mer et se compose d'un mât de 5m de hauteur (figure.2.2) situé au point le plus avancé de la pointe Sainte Anne (Côté Ouest de Porquerolles). En haut de celui-ci sont disposés les capteurs météorologiques et les sondes granulométriques. En contre bas, un abri dont la construction fut financée par le Parc National, permet d'installer les différents appareils d'acquisitions et les systèmes de gestion de l'énergie. Des panneaux solaires et une éolienne reliés à un cluster de batteries permet de fournir 4kW de puissance. Malheureusement pour la campagne de mesure 2007, ce système était en panne. Ainsi, un groupe électrogène de 2kW permettait d'alimenter les appareils en courant alternatif de 220V. Une présence humaine sur le site était impératif pour garantir la continuité des acquisitions. Le groupe est toujours situé très en aval du mât et sous le vent afin de ne pas polluer les mesures granulométriques.

### 2.2.2 Les capteurs météorologiques

Un ensemble de 4 capteurs est fixé à une hauteur d'environ 20 m au dessus du niveau de la mer. Ils fournissent des données moyennées sur une minute. Tous sont autonomes au niveau énergie (figure.2.3).

Un anémomètre de type A100LK mesure la vitesse du vent. Instrument précis, la rotation des 3 coupelles est directement convertie en sortie de comptage, proportionnelle à la vitesse du vent. Un aimant tourne avec l'axe du moulinet générant un champ variable qui active un relais à lame vibrante baignant dans du mercure provoquant un contact une fois par révolution selon le champ induit. Aucune alimentation, exceptée celle nécessaire pour détecter le contact sec, est requise. L'anémomètre est fabriqué dans un alliage d'aluminium anodisé d'acier inoxydable et de plastique résistant aux intempéries. Un axe en acier inoxydable tourne entre deux roulements à billes résistant à la corrosion. Les roulements sont protégés contre la condensation et la poussière ce qui rend cet instrument adapté à une utilisation en continu par tous les temps. Le seuil de





FIGURE .2.2 – Station de mesure de Porquerolles. De gauche à droite : le mât météorologique et porteur des granulomètres, l’abri avec les panneaux solaires et son éolienne, le groupe électrogène.

départ est à 0.3m/s et supporte des vitesses allant jusqu’à 75m/s. La précision est d’environ 1% sur la mesure.

Une girouette de type W200P mesure la direction du vent. Elle a une excellente sensibilité et tout à fait adaptée à une installation sur un site isolé. Ce capteur est conçu avec un potentiomètre de précision monté avec des micro-enroulement en fil d’acier. Ce potentiomètre est monté dans un boîtier résistant à la corrosion pour tous les climats. Sa précision est de  $\pm 2^\circ$  pour une vitesse de vent maximum de 75m/s.

Un thermomètre et un hygromètre sont également installés. Les deux appareils sont combinés en un seul capteur (modèle SDL 5210) ; le premier mesure des températures comprises entre  $-55^\circ\text{C}$  et  $+90^\circ\text{C}$  avec une précision de  $0.06^\circ\text{C}$ , le second permet d’estimer l’humidité relative entre 0 et 100% avec une précision de  $\pm 2\%$ . L’hygromètre était défectueux lors de la campagne de mesures Porquerolles 2007.

Un baromètre (modèle 820 de Skye Instrument) mesure les pressions entre 800hPa et 1100hPa avec une erreur inférieure à 1hPa.



FIGURE .2.3 – Capteurs météorologiques ; De gauche à droite : l’anémomètre, la girouette, le baromètre, le thermomètre/hygromètre

### 2.2.3 Les impacteurs en cascade : Analyse Chimique



FIGURE .2.4 – Les deux impacteurs en cascade

Le prélèvement des particules d'aérosols s'est effectué à l'aide d'impacteurs en cascade. Le principe de fonctionnement est le suivant : le flux d'air est amené à des vitesses croissantes à travers une succession d'orifices suivis de plaques d'impactions. Les particules dont l'inertie est grande sont impactées sur les support situés plus en profondeur dans l'appareil. Ainsi, les particules d'aérosols sont séparées et collectées par gamme de taille décroissante. Deux impacteurs ont été utilisés lors de la campagne de mesures (figure.2.4) : l'un utilisant des filtres en aluminium et l'autre des filtres en teflon pour l'échantillonnage des composés organiques et inorganiques. Le diamètre pour lequel 50% des particules de cette taille sont impactées sur le support d'impaction de l'étage considéré est appelé diamètre de coupure et noté  $Dp_{50}$ . Les particules sont donc sélectionnées en fonction, non du diamètre réel, mais d'un diamètre aérodynamique correspondant à une particule sphérique de densité  $1 \text{ g.cm}^{-3}$  équivalente, ayant la même vitesse de chute que la particule considérée. On obtient ainsi pour un échantillon une distribution en taille des aérosols en fonction du diamètre géométrique médian ( $GMD_i$ ) où :

$$GMD_i = \sqrt{Dp_{50_i} * Dp_{50_{i+1}}} \quad (.2.1)$$

L'analyse des filtres a été réalisée par le laboratoire de Météorologie Physique de Clermont-Ferrand. Les composés chimiques solubles sont mesurés par chromatographie ionique. Le principe de base repose sur la rétention sélective de composés dans une colonne échangeuse d'ions. L'analyse se fait par conductivité du flux d'ions chassés de la colonne par un éluant de forte affinité avec la colonne. Les ions analysés sont les suivants :  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^{+}$ ,  $\text{NH}_4^{+}$ ,  $\text{Na}^{+}$ ,  $\text{Ox}^{2-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^{2-}$ ,  $\text{Cl}^{-}$ .

### 2.2.4 Les granulomètres

Pour la mesure directe des aérosols marins deux granulomètres ont été utilisés. Ces deux appareils sont des compteurs optiques basés sur le principe fondamental de la diffusion de Mie. La répartition spatiale de la lumière diffusée n'est pas isotrope et dépend fortement de la forme des diffuseurs (sphères, cylindres, plaquettes,..) et de leur taille. Plus le diamètre d'un diffuseur



FIGURE .2.5 – Les deux sondes granulométriques montées et le schéma de fonctionnement

sphérique augmente, plus la lumière est diffusée vers l'avant, puis le diagramme de diffusion devient lobé et certaines directions sont alors privilégiées. Ainsi, les aérosols sont aspirés au travers d'un tube et passent devant un puissant laser. Les pulses d'énergie récupérés par un photodétecteur sont analysés et permettent de remonter à la taille et au nombre de particules (figure.2.5).

L'un des appareils appartient au laboratoire LSEET, il s'agit d'une sonde du modèle CSASP-100-HV(ER). Cette sonde permet de mesurer des particules d'un diamètre allant de  $1\ \mu\text{m}$  à  $95\ \mu\text{m}$ . Le deuxième appareil était prêté par le TNO (Société Néerlandaise semi-privée effectuant des recherches appliquée sur contrat), il s'agit du modèle CSASP-200. Il permet de mesurer les aérosols de diamètres compris entre  $0.20\ \mu\text{m}$  et  $20\ \mu\text{m}$ . Les deux appareils ont été préalablement étalonnés au TNO.

Les deux sondes sont placées l'une sur l'autre (figure.2.5) à une hauteur d'environ 20 mètres au dessus du niveau de la mer et montées dans un chariot rotatif permettant de placer les tubes d'aspiration face au vent de façon à bien suivre ses changements de direction.

## 2.3 Acquisition et stockage

### 2.3.1 Données météorologiques

Les données météorologiques sont stockées dans le DataHog au-dessus duquel se trouvent également le thermomètre et l'hydromètre (donc en haut du mât)(figure.2.6). Celui-ci enregistre de manière autonome les mesures instantanées des différents capteurs. L'appareil fonctionne grâce à une pile au lithium d'une autonomie de plusieurs années. La station météorologique fonctionne de manière indépendante. Tous les 3 ou 4 jours les données sont récupérées sur un ordinateur placé dans un local plus loin. La transmission s'effectue par l'intermédiaire d'un câble tiré du mât jusqu'au local. Elle s'effectue par un port RS232 grâce à un logiciel fourni par la société Irlandaise Skye Instrument. Les données récupérées sont des moyennes sur une minute pour tous les capteurs.

### 2.3.2 Les données granulométriques

Les données des deux sondes granulométriques sont également acheminées vers l'ordinateur situé dans l'abri. La communication s'effectue par l'intermédiaire du DA001 (figure.2.6) auquel les deux sondes sont branchées. La liaison avec ce dernier s'effectue par câble (2 fiches DB25S). Le DA001 sert d'interprète entre les sondes et le PC. Un software développé, sous Labviews au LSEET, permet de contrôler les paramètres d'échantillonnage des sondes et d'écrire les informations fournies par le DA001 en fichiers ASCII (Lanza (2007)).



FIGURE 2.6 – Appareils d’acquisitions des données météorologiques et granulométriques : Le PC, le DataHog, le DA001

#### a/ Traitement des données granulométriques

Afin d’être cohérent avec les programmes développés pour le traitement des données granulométriques, la sonde CSASP-200 sera appelée PMS4 et la sonde CSASP-100-HV(ER) sera appelée PMS6. La sonde PMS4 a été configurée pour compter le nombre d’aérosols pendant une minute. La sonde PMS4 possède une seule classe de tailles allant de  $0.20 \mu\text{m}$  à  $20 \mu\text{m}$ . Elle se compose de 31 voies. La sonde PMS6 possède 4 classes de tailles toutes composées de 15 voies. Ces voies sont appelées range 0, range 1, range 2, range 3. Elles mesurent les aérosols compris respectivement entre  $5 \mu\text{m}$ - $95 \mu\text{m}$ ,  $2 \mu\text{m}$ - $47 \mu\text{m}$ ,  $2 \mu\text{m}$ - $32 \mu\text{m}$ ,  $1 \mu\text{m}$ - $16 \mu\text{m}$ . La sonde est configurée pour effectuer une mesure d’une minute par classe dans l’ordre indiqué précédemment. Au bout de ce temps d’échantillonnage la sonde commute sur la classe de taille suivante. Ainsi, elle effectue une mesure complète en 4 minutes. Les sondes PMS4 et PMS6 sont synchronisées grâce au boîtier DA001. Pour une mesure complète de la PMS6, 4 mesures sont faites par la PMS4. Les deux appareils fonctionnent en continu, les données brutes, c’est dire le nombre de particules par diamètre, par classe de tailles et par sonde sont stockées dans un même fichier texte.

#### b/ Incertitudes liées aux mesures granulométriques

Il est très difficile de trouver de la documentation sur les incertitudes liées à la mesure du spectre de tailles des aérosols. Peu d’études font état de leur confiance sur les mesures et les calculs qui en découlent.

Chaen (1973) a étudié la précision des mesures par impaction des aérosols marins en fonction du rayon des aérosols et de la vitesse du vent. Il décrit, pour des conditions similaires, une dispersion dans les mesures d’un facteur 3 voir plus.

De-Leeuw (1986) a réalisé une comparaison entre la mesure simultanée d’aérosols marins compris entre  $5 \mu\text{m}$  et  $15 \mu\text{m}$  par 2 méthodes différentes. L’une utilisant un impacteur de type Rotorod et l’autre grâce à des compteurs optiques. Les concentrations diffèrent entre elles d’un facteur 3 dans plus de 90% des cas. Cette situation est considérée d’acceptable par l’auteur .

De plus De-Leeuw *et al.* (2000) ont utilisé quatre compteurs optiques initialement calibrés en laboratoire et mis en situation lors d’une campagne de mesures. La mesure de particules entre  $0,5$  et  $10 \mu\text{m}$  a montré des différences supérieures à un facteur 2.

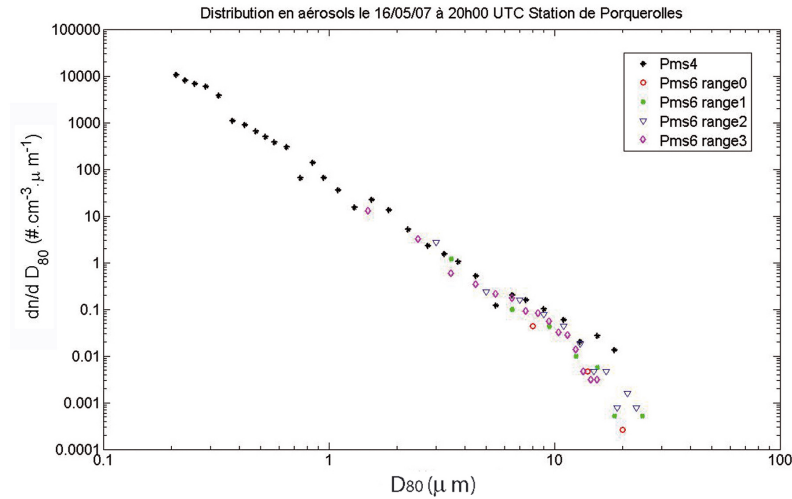
Dans une étude plus récente Reid *et al.* (2001a) confrontent deux détecteurs optiques : le Passive Cavity Aerosol Spectrometer Probe (PCSASP) et un Forward Scattering Spectrometer Probe (FSSP). Les résultats montrent des différences allant d’un facteur 1.4 à 2.5 pour des particules autour de  $2 \mu\text{m}$ .



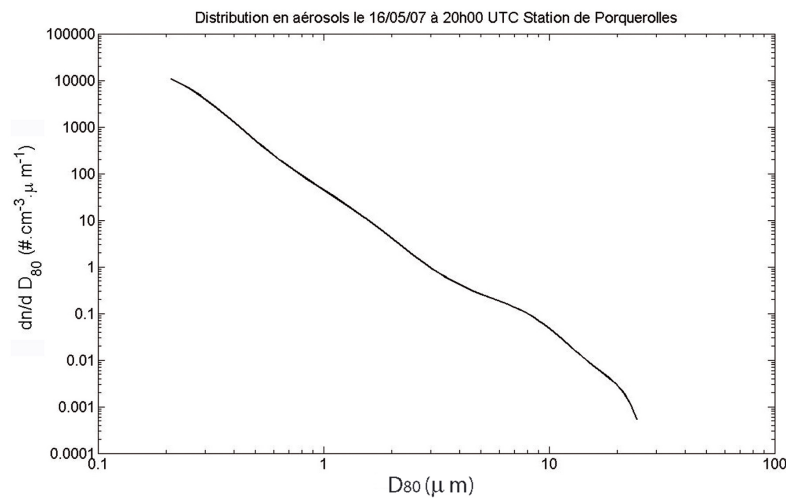
### c/ Traitement des données brutes

Pour reconstituer la distribution en aérosols ( $\frac{dn}{d \log D}$  ( $\#/\text{cm}^{-3}$ )) à partir des données brutes, un programme en Labview a été développé au cours de la campagne de mesures (Lanza (2007), Matranga (2008)). Ce programme fournit un fichier où sont écrites les distributions en aérosols toutes les 4 minutes sur l'ensemble des classes de tailles (figure.2.7<sup>1</sup>).

Une approximation polynomiale est réalisée à l'aide d'un programme matlab permettant de lisser les distributions afin de rendre les futures comparaisons plus lisibles.



(a) Superposition des données de PMS4 et PMS6



(b) Approximation polynomiale

FIGURE .2.7 – Traitement des données de PMS

Concernant les mesures effectuées à l'aide des PMS, l'incertitude dépend du diamètre et du nombre de particules ainsi que de l'emplacement et de l'orientation du tube d'aspiration. Deux sondes, de modèle identique, placées au même endroit montreront des résultats différents. Elle dépend aussi du temps et des conditions d'utilisation depuis le dernier étalonnage. La précision de mesure varie très certainement entre le début et la fin de la campagne expérimentale à cause de l'utilisation des appareils par des conditions météorologiques souvent difficiles. Ainsi, effectuer

1. Pour rendre la figure plus clair seule une mesure de la PMS4 est tracée au lieu de quatre .

une approximation polynômiale pour le lissage des données peut sembler grossier mais l'erreur commise reste cependant faible. Une étude statistique à été réalisée sur 1500 distributions soit à peu près 4 jours de mesures prises pendant la campagne de Porquerolles 2007. Celles-ci ont été choisies pendant des périodes de vent fort ( $>10$  m/s). Pour  $N=1500$  distributions et pour chaque diamètre de particules  $D_{80}$ , on calcule par les relations .2.2 et .2.3 le rapport moyen  $F_{moy}(D_{80})$  entre les valeurs mesurées non traitées ( $C_{exp}$ ) et celles obtenues après interpolation ( $C_{poly}$ ). Grâce à la relation .2.4, on obtient classiquement l'écart type  $\sigma(D_{80})$ .

$$F_i(D_{80}) = \frac{C_{poly_i}(D_{80})}{C_{exp_i}(D_{80})} \quad (.2.2)$$

$$F_{moy}(D_{80}) = \sum_{i=1}^N \frac{F_i(D_{80})}{N} \quad (.2.3)$$

$$\sigma(D_{80}) = \left\{ \sum_{i=1}^N \frac{(F_i(D_{80}) - F_{moy}(D_{80}))^2}{N} \right\}^{1/2} \quad (.2.4)$$

La figure (.2.8) présente l'évolution de  $F_{moy}$  et de  $\sigma$  suivant la taille des aérosols. En observant les pentes  $\frac{dF_{moy}}{dD_{80}}$ , on peut distinguer 4 zones : la première pour  $0.21\mu m \leq D_{80} \leq 2\mu m$ , la deuxième pour  $2\mu m \leq D_{80} \leq 10\mu m$ , la troisième pour  $10\mu m \leq D_{80} \leq 14.5\mu m$  et la quatrième pour  $D_{80} \geq 14.5\mu m$ .

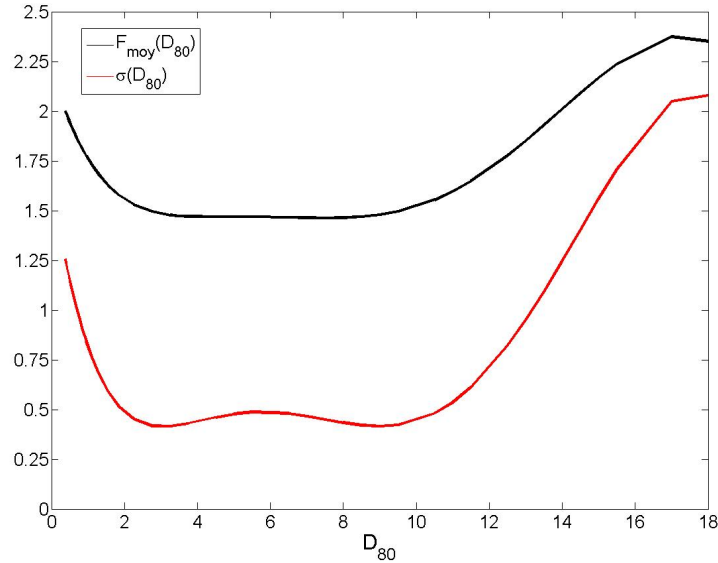


FIGURE .2.8 – Facteur d'erreur moyen et écart type entre l'approximation polynômiale et les mesures réelles

Concernant la première zone,  $\frac{dF_{moy}}{dD_{80}} < 0$ , l'erreur diminue lorsque  $D_{80}$  augmente. Ceci vient du fait que pour les particules submicroniques, la mesure d'aérosols par les sondes PMS se heurte à un problème technique. Plus la taille des particules est petite plus leur nombre est important (plusieurs milliers/ $cm^3$ ). Or, les appareils aspirent l'air environnant à débit constant et nécessite un certain temps afin de compter les particules. Plus leur nombre augmente, plus le temps de comptage est long. Ceci, induit une diminution de performance. Lorsque la taille des particules augmente, le temps de comptage diminue, les mesures sont plus efficaces et il y a moins de dispersion. Cependant, pour  $D_{80}=0.21 \mu m$ , soit la taille d'aérosols mesurée la plus petite, on

observe que  $F_{moy} = 2$ . Or compte tenu des erreurs classiquement constatées en mesure granulométrique,  $F_{moy}$  est faible.

Pour la deuxième zone, l'erreur moyenne reste constante ( $\frac{dF_{moy}}{dD_{80}} \approx 0$ ) avec  $F_{moy}=1.5$  et la dispersion  $\sigma$  autour de celle ci est moins importante. Il s'agit de la zone où les mesures par les sondes PMS utilisées sont les plus fiables et où l'interpolation polynomiale est la plus représentative. En terme de mesure d'aérosols, l'erreur moyenne commise est tout à fait acceptable.

Pour la troisième zone, il s'agit des plus grosses particules. Celles ci sont plus difficiles à détecter car elles font correspondre des concentrations très faibles. Ainsi, l'erreur moyenne et la dispersion augmentent ( $\frac{dF_{moy}}{dD_{80}} > 0$ ) et l'approximation polynomiale est moins représentative. Dans la quatrième zone, on observe une diminution progressive de la pente. Ceci s'explique par le fait que les sondes ne détectent plus de particules. Les mesures réalisées par les sondes PMS6 et PMS4 sont ajustées entre elles car elles n'aspirent pas l'air au même débit. Or le mode de post-traitement choisi fait que pour ne pas être gêné par des divisions par 0, si les sondes ne détectent pas de particules, on remplace par un nombre factice.

#### d/ Correction de l'humidité

Le caractère hygroscopique des aérosols entraîne des modifications de leur taille et par conséquence des variations de sa concentration. Sur Porquerolles, les variations de l'humidité sont importantes pour les cas de Mistral. En effet, suivant l'orientation Ouest ou Nord-Ouest du vent l'humidité relative passe de presque 80% à 50%. Ainsi, les distributions mesurées sont ajustées à 80% d'humidité. Plusieurs formules sont disponibles dans la littérature, telles que celles proposées par [Fitzgerald \(1975\)](#), [Gerber \(1985\)](#), [Hanel \(1976\)](#) mais celles-ci font intervenir le rayon solide des aérosols quand l'eau s'est évaporée. Si ces approches peuvent convenir pour des aérosols urbains ou ruraux, on sait que même pour une humidité relative très faible l'aérosol marin reste humide ([Tang et al. \(1997\)](#)).

La formulation empirique choisie est celle proposée par [Zhang et al. \(2005\)](#). Celle-ci a été retenue car le facteur correctif ne dépend que de l'humidité relative RH à l'état ambiant et permet de remonter à la taille de l'aérosol à son état initial ainsi qu'à 80% d'humidité. L'approche de [Zhang et al. \(2005\)](#) est donc mieux adaptée dans le cas des aérosols marins, elle est valable pour  $45\% < RH < 99\%$ . Le coefficient de correction  $C^0 = \frac{D_0}{D}$  relie le diamètre de la particule dans son état de formation, c'est à dire juste après leur éjection à RH 98-99%, au diamètre à RH ambiant par la relation polynomiale .2.5 qui utilise les coefficients décrits dans le tableau .2.1 :

$$C^0(RH) = \sum_{i=0}^5 S_i^0 (RH/100)^i \quad (.2.5)$$

i	0	1	2	3	4	5
$S_i^0$	28.376	-205.44	653.37	-1031.7	803.18	-247.08

TABLE .2.1 – Coefficient  $S_i^0$

L'évolution de  $C^0$  en fonction de RH est tracée figure .2.9. Pour  $RH = 80\%$ ,  $C^0$  est égal à 1.97.  $C^{80}(RH)$  soit  $\frac{D_{80}}{D}$  se déduit simplement par la relation .2.6 :

$$C^{80}(RH) = C^0(RH)/1.97 \quad (.2.6)$$

Ainsi, la distribution en aérosols  $\frac{dn}{dD_{80}}$  à 80% d'humidité s'obtient par la formule .2.7 :

$$\frac{dn}{dD_{80}} = \frac{dn}{dD} \times \frac{1}{C^{80}} \quad (.2.7)$$

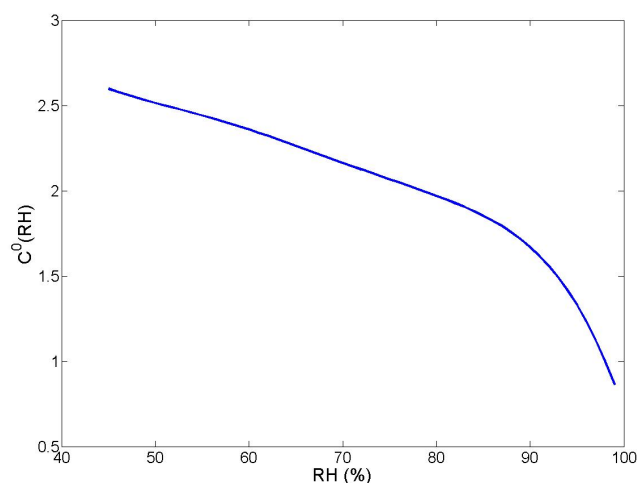


FIGURE 2.9 – Coefficient de correction  $C^0$  en fonction de l'humidité relative.

La figure 2.10 montre qu'en corrigeant l'humidité cela revient à effectuer une translation des distributions vers les diamètres supérieurs.

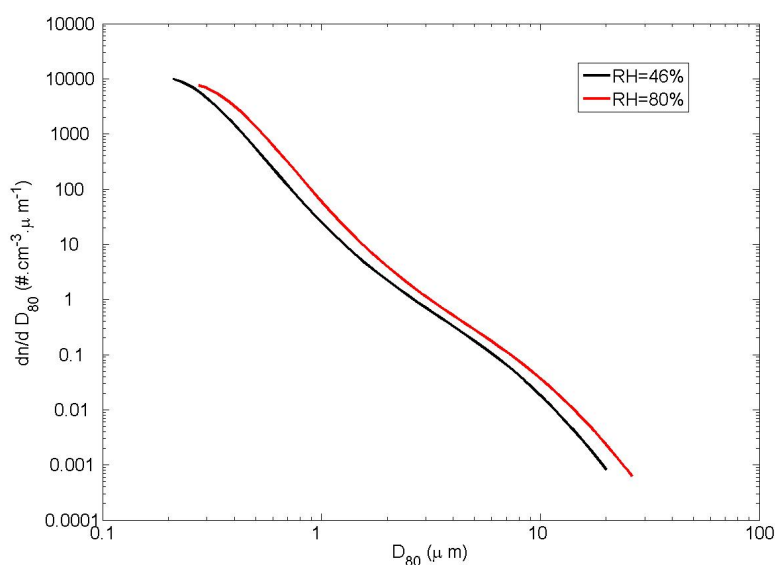


FIGURE 2.10 – Exemple de distribution en aérosols après correction de l'humidité à 80%

## 2.4 Résultats généraux

### 2.4.1 Base de données enregistrées

L'ensemble des données enregistrées durant la campagne de mesures sur l'île représente environ 200 heures ( 8 jours ). Ceci est en définitive satisfaisant compte tenu des problèmes techniques rencontrés. Ces problèmes étaient principalement dus à la difficulté d'alimenter en énergie les appareils de façon continue 24h/24h, d'une part à cause des pannes liées aux dysfonctionnements des panneaux solaires et à l'éolienne, d'autre part aux conditions difficiles d'accès au site. Une



présence humaine permanente était impossible, ce qui a entraîné quelques coupures (Orages ou pannes d'essence).

La figure .2.11 montre la rose des vents enregistrés à la station de Porquerolles. Les épisodes de vents forts sont majoritairement des épisodes de Mistral pour lesquels la force du vent est supérieure à 10 m/s. La direction Ouest est dominante mais plus précisément les direction Nord-Ouest (280°-290°) et Ouest (270°-260°) sont privilégiées. Lors des épisodes de Mistral enregistrés, la vitesse du vent dépassait généralement les 15m/s.

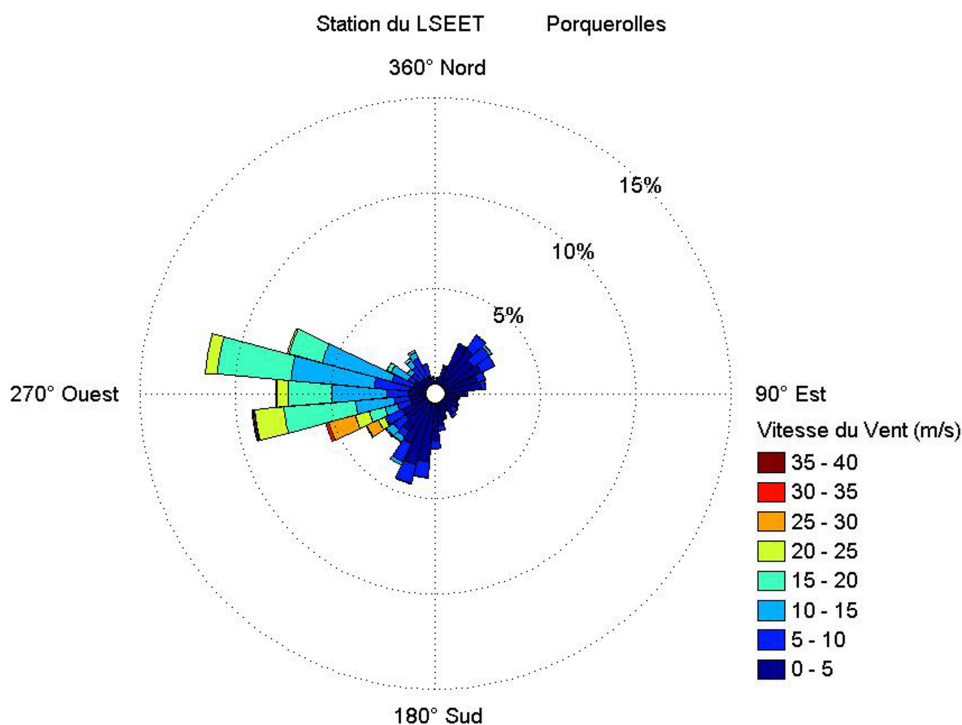


FIGURE .2.11 – Rose des vents pour la station de Porquerolles du 10/05/2007 au 10/06/2007

#### 2.4.2 Caractérisation chimique des aérosols

Pour la caractérisation chimique des aérosols rencontrés lors de la campagne de mesure 2007, on a choisit de traiter trois cas : Celui du 24/05/2007, du 26/05/2007 et celui du 28/05/2007. Ce choix a été fait car l'origine des masses d'air qui correspond à ces jours est représentative de trois types différents et spécifiques de masses d'air qu'on peut rencontrer dans notre région.

Ces masses d'air sont présentées dans la figure.2.12. Il s'agit des rétrotrajectoires cinétiques sur 72 heures calculées en ligne (<http://www.ready.noaa.gov/>) par le modèle de la NOAA "HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model". Le modèle utilise des données météorologiques de réanalyses fournies toutes les 6 heures avec une précision de 0.5°.

Pour le premier cas, le 24/05/2007, la masse d'air a d'abord transité au-dessus d'une zone très urbanisée à la frontière franco-italienne, elle a ensuite séjourné au dessus de la mer avant d'arriver au point de mesure. Généralement, cette situation correspond à une situation de vent faible au sol et de direction variable. Ce type de masse d'air sera classifié comme masse d'air de type "Côtier".

Pour le deuxième cas, le 26/05/2007, la masse d'air est restée les 72 dernières heures au-dessus de la méditerranée avant d'atteindre l'île de Porquerolles. Ce type de masse d'air sera noté comme masse d'air de type "marin".

Pour le troisième cas, le 28/05/2007, il s'agit d'un cas de Mistral. La masse d'air a d'abord

séjourné au-dessus de l'océan atlantique et a ensuite traversé la France pour, à terme, effectuer un court trajet au dessus de la méditerranée jusqu'à atteindre l'île de Porquerolles. Ce type de masse d'air sera noté comme masse d'air de type "Mistral".

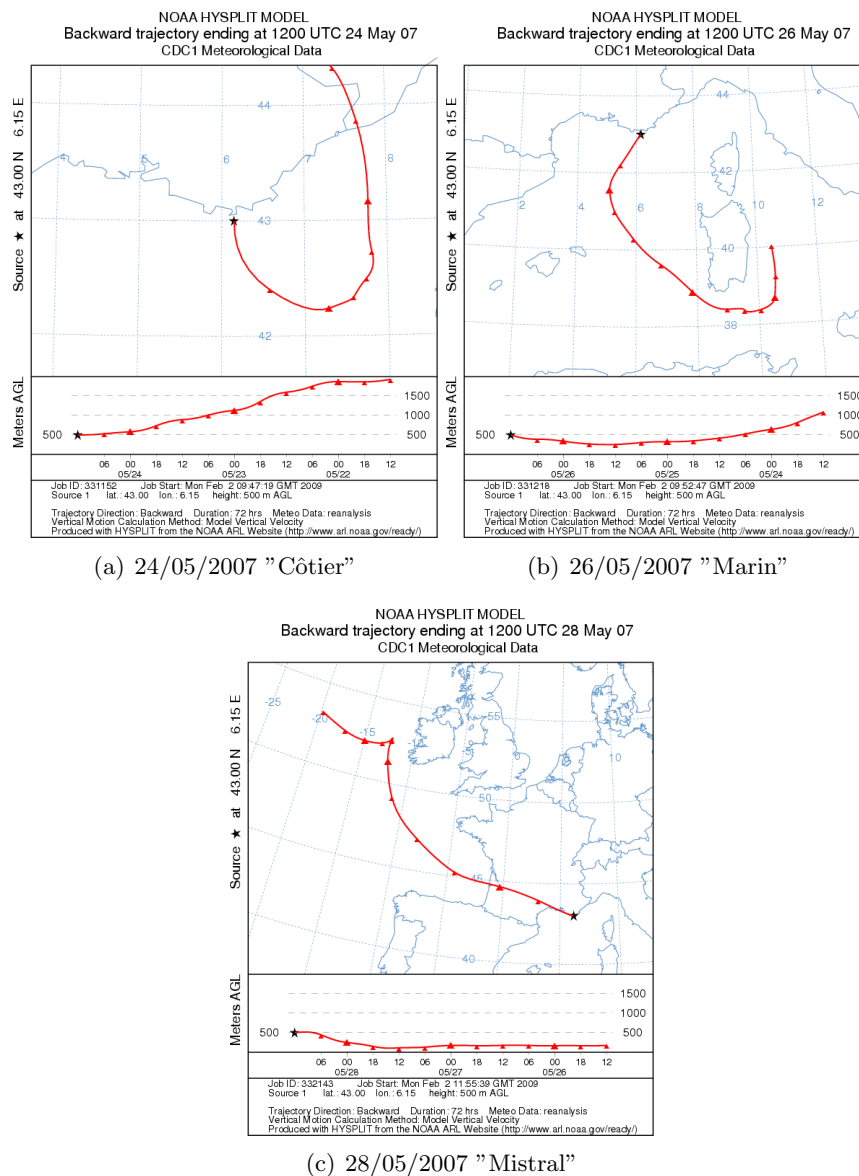


FIGURE .2.12 – Types de masses d'air observées lors de la campagne de mesures Porquerolles 2007

Suivant l'origine des masses d'air et la nature des terrains au-dessus desquels elles sont passées, celles-ci transportent des aérosols de différentes natures. Grâce à l'utilisation des impacteurs en cascades, on peut effectuer la spéciation chimique et granulométrique des particules transportées jusqu'au site de mesure.

La figure 2.14(a) présente l'analyse chimique des aérosols associés à la masse d'air de type côtier. On observe que le carbone organique (OC), l'ammonium (NH<sub>4</sub>) et le sulfate (SO<sub>4</sub>) dominent les concentrations en masse pour le mode submicronique centré sur 0.4  $\mu\text{m}$ . La présence de l'ammonium et du sulfate caractérise l'influence continentale sur les concentrations en aérosols. Le fait que le carbone organique domine les concentrations en masse pour le mode submicronique indique que l'atmosphère est polluée et caractérise l'apport en aérosols anthropiques lié à l'urbanisation du milieu côtier. Étant donné la rétro-trajectoire correspondante, ceci est conforme à ce que l'on pouvait s'attendre.

La figure 2.14(b) présente l'analyse chimique des aérosols associés à la masse d'air de type marin. La masse d'air ayant séjourné au moins 72 heures au-dessus de la méditerranée, on pourrait s'attendre à une composition chimique de l'atmosphère où domineraient les sels marins. Or on observe que le carbone organique domine les concentrations en masses devant Na et Cl sur l'ensemble du spectre qui présente une configuration trimodale : Deux modes dans la gamme accumulation sont présents, le premier à 0.1  $\mu\text{m}$ , le deuxième à 0.4  $\mu\text{m}$ , le troisième mode se trouve sur la gamme supermicronique à 2.5  $\mu\text{m}$ . On observe également la présence de nitrate sur le mode supermicronique. On sait que les nitrates sont liés à des processus de combustion et qu'ils peuvent se fixer sur les aérosols marins du mode grossier. Concernant la présence du carbone organique, deux hypothèses sont envisageables. Pour la première, étant donné que l'on observe également du Nitrate, on peut penser qu'au delà de 72 heures la masse d'air a effectué un trajet au dessus d'une zone industrialisée. Et effectivement, la figure 2.13 montre que 5 jours auparavant la masse d'air traversait une zone très urbanisée de l'Italie. Si cela permet d'expliquer la présence de carbone organique pour le mode submicronique, nous n'avons pas connaissance au travers de la littérature, que le carbone organique peut comme les nitrates se fixer sur les aérosols marins du mode grossier.

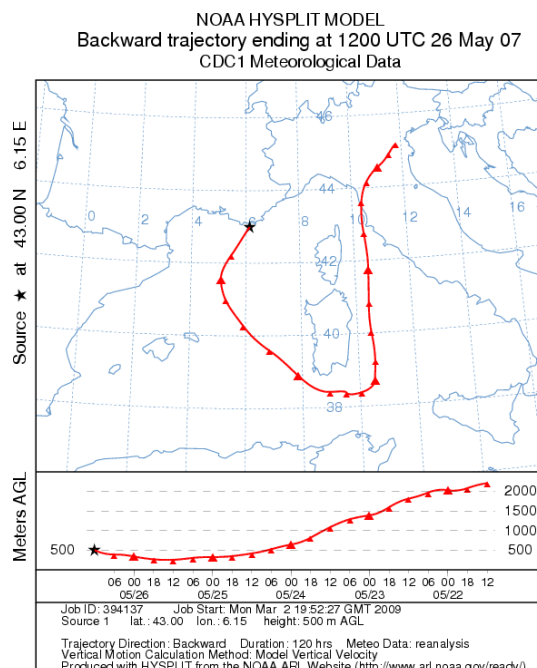


FIGURE 2.13 – Rétrotrajectoire de 5 jours donnée pour le 26/05/2007 à 12H00 UTC

On peut envisager une deuxième hypothèse, le carbone organique mesuré n'est pas entièrement d'origine anthropique, il est également lié à l'activité biologique marine en surface et plus précisément à l'activité phytoplanctonique. Ceci rejoint les études de [cavalli \(2004\)](#), [O'Dowd et al. \(1997\)](#) et [Yoon et al. \(2007\)](#) qui ont observé une augmentation des concentrations en masse de carbone organique lors des saisons chaudes c'est à dire quand l'activité biologique en surface est importante. Cette matière organique est alors éjectée dans l'atmosphère par l'intermédiaire du bubble bursting et ensuite transportée par l'intermédiaire des aérosols marins. Si ce processus est avéré pour le mode submicronique par les auteurs cités précédemment, il semble que ce soit également le cas pour le mode supermicronique.

Ainsi, si on ne peut privilégier aucune des deux hypothèses par rapport à l'autre, la présence de carbone organique pour l'analyse chimique de la masse d'air de type côtier relève un mélange de particules à la fois anthropiques et naturelles.

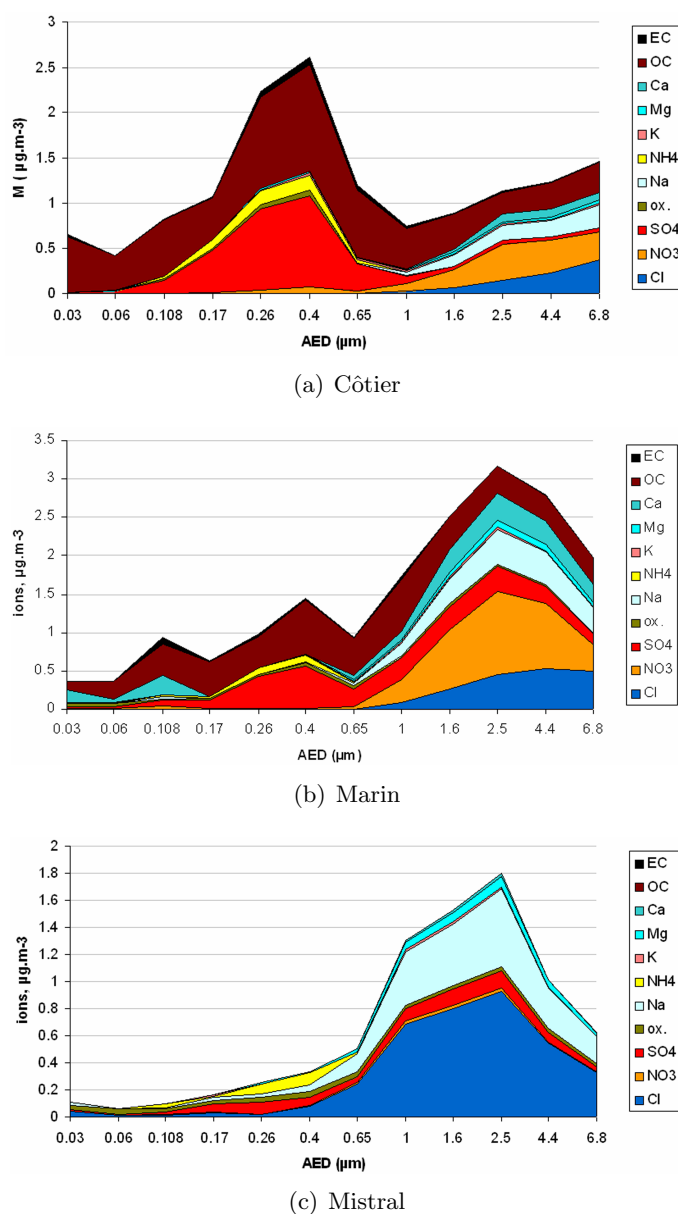


FIGURE 2.14 – Chimie associée aux types de masses d'air observées lors de la campagne de mesures Porquerolles 2007

Enfin, concernant la masse d'air de type Mistral, il est intéressant de remarquer que bien que la masse d'air ait transité en grande partie au-dessus de la France et de zones urbanisées, la figure 2.14(c) montre que le sodium (Na) est majoritaire et que l'on n'observe pas de trace de pollution ni d'influence continentale. Les échantillons correspondants ont été réalisés principalement pour des épisodes d'Ouest pour lesquels le fetch est de l'ordre de 100 km. On constate donc que du fait des vents très forts, la génération d'aérosols marins par le déferlement des vagues domine largement le mode supermicronique.

### 2.4.3 Caractérisation physique des aérosols

La figure 2.15 présente les concentrations en tailles associées aux types de masses d'air Côtier, Marin et Mistral. Particulièrement lorsque le vent est faible, on sait que les concentrations peuvent varier entre les périodes nocturnes et diurnes. Ainsi, les distributions présentées sont une moyenne sur l'ensemble des distributions mesurées dans la journée.

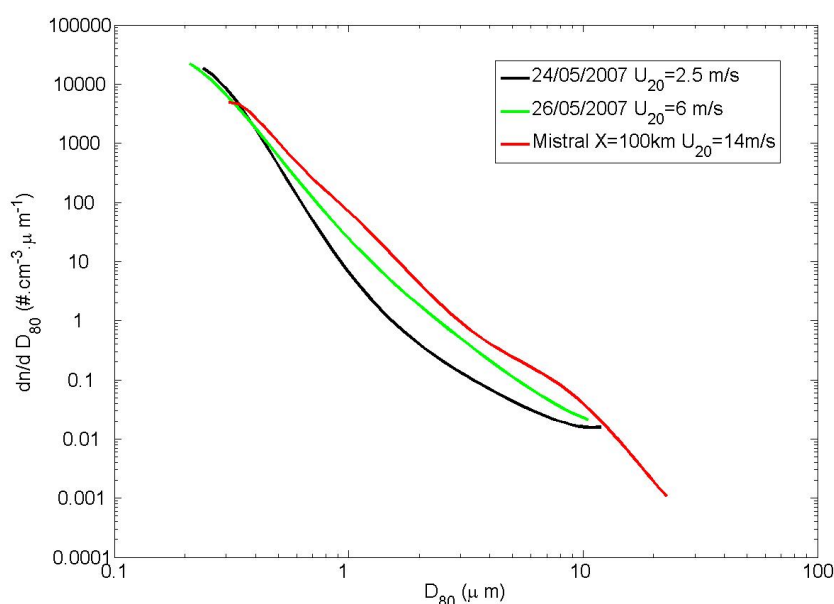


FIGURE 2.15 – Distributions en tailles des aérosols pour les masses d'air de type "Côtier", "Marin", "Mistral"

En observant les courbes, on remarque que pour  $D_{80} \leq 0.4 \mu m$  les concentrations en aérosols pour les types de masses d'air Côtier et Marin sont bien supérieures à celles associées au type Mistral. Ces masses d'air transportent plus de particules dans le mode accumulation, ceci est cohérent avec les analyses chimiques qui montrent que pour le mode submicronique, l'influence continentale et anthropique est plus importante que pour le cas du Mistral.

Pour  $D_{80} \geq 0.4 \mu m$ , on voit apparaître la contribution liée à la génération des aérosols marins. Pour la masse d'air de type Marin, le vent moyen à 20 mètres ( $U_{20}$ ) est de 6 m/s alors qu'il est de 2.5 m/s pour la masse d'air de type côtier. Or, on sait qu'à partir de 3-4 m/s, il y a apparition du déferlement à la surface marine et génération d'aérosols marins par le bubble bursting. On peut remarquer que pour  $D_{80} = 1 \mu m$  les concentrations sont multipliées par 2 entre la masse d'air de type Côtier et la masse d'air de type Marin. Pour  $D_{80} = 5 \mu m$ , les concentrations sont multipliées par 5.

Concernant le Mistral, la contribution des aérosols marins est encore plus importante. Ceci n'est pas vraiment surprenant dans la mesure où  $U_{20}=14$  m/s. Les vents forts impliquent, d'une part

que le déferlement est très actif et d'autre part que les aérosols supermicroniques peuvent être transportés dans la CLAM sur de longues distances. On peut observer trois modes bien distincts : le premier à  $D_{80} = 0.3 \mu m$ , le deuxième pour  $D_{80} = 1 \mu m$  et le troisième pour  $D_{80} = 5 \mu m$ . Par rapport à la masse d'air de type côtier les concentrations sont multipliées par 10 pour  $D_{80} = 1 \mu m$  et par 7 pour  $D_{80} = 5 \mu m$ .

## 2.5 Conclusion

La campagne de mesures de Porquerolles 2007 nous a permis d'acquérir une solide base de données granulométriques pour des conditions météorologiques de Mistral. Le Mistral est un vent particulièrement intéressant car il s'agit d'un vent fort offshore pour lequel la production d'aérosols marins est très active. Dans la suite de notre étude nous focaliserons sur ce type de vent car nous nous intéressons particulièrement à modéliser et à mieux comprendre les processus liés à la génération des aérosols par le déferlement.

## Chapitre 3

# Quelques éléments relatifs à la climatologie de la zone côtière méditerranéenne

### 3.1 Introduction

Dans ce chapitre, on réalise une étude climatologique sur le bassin méditerranéen. Dans un premier temps on décrira les différents vents rencontrés dans notre région de manière générale. Dans un deuxième temps on décrira de manière plus précise le Mistral sur lequel notre étude va se focaliser. L'intérêt est de mettre en relief les caractéristiques de ce vent afin d'identifier quelles peuvent être les implications sur les variations de concentrations d'aérosols au niveau du site de mesures de Porquerolles.



## 3.2 Les vents régionaux et locaux

La région méditerranéenne est soumise à différents régimes de vents. Chacun d'eux transporte des particules de différentes origines. Les vents forts ( $> 10\text{m/s}$ ) sont les vents du secteur Nord-Ouest comme le Mistral et la Tramontane, il s'agit de vent régionaux. Des vents plus locaux soufflent sur cette région et sont fortement influencés par les changements de topographiques. On distingue donc pour le Sud-Est de la France (figure .3.1) :

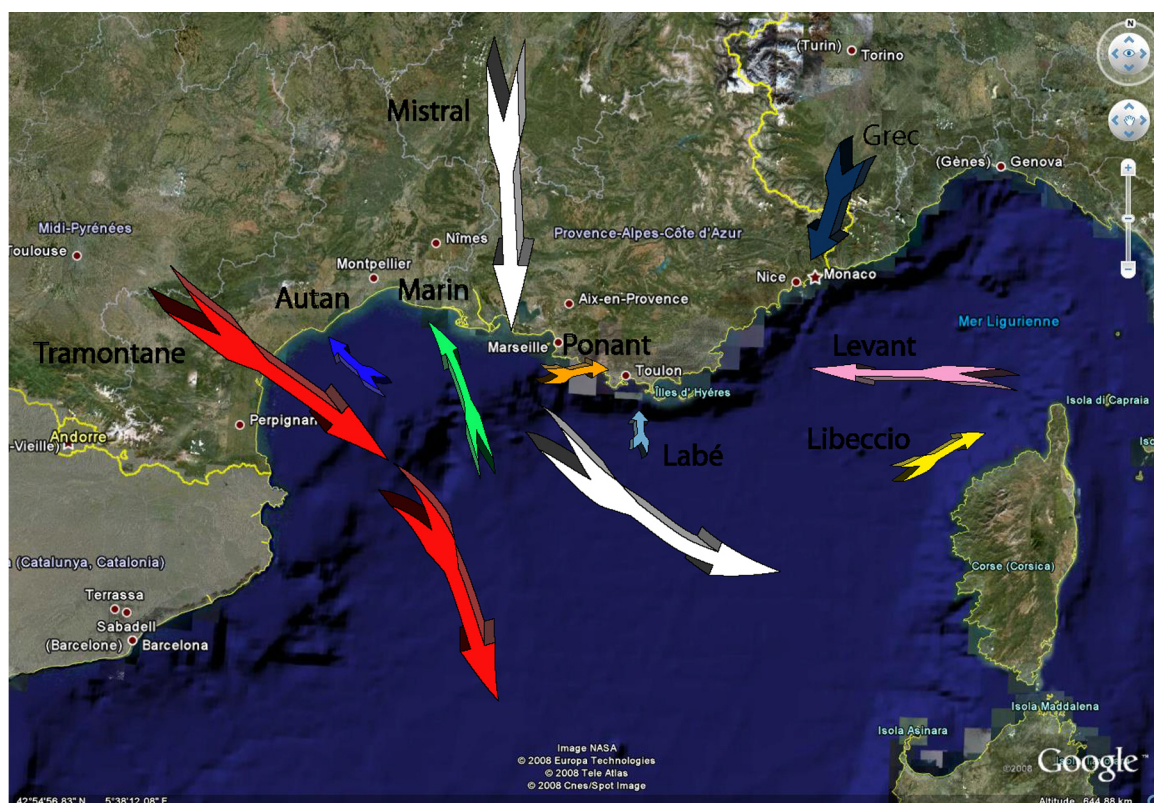


FIGURE .3.1 – Les vents du Sud-Est de la France

**Le Grec :** Le Grec, ou Gregal, ou Gregou vent violent de Nord à Nord Est soufflant sur le golfe de Gênes et le Nord de la Corse. Il doit habituellement sa naissance à un anticyclone (hautes pressions) centré sur l'Est de la France et une dépression (basses pressions) sur le Sud de l'Italie.

**Le Levant :** Appelé Levant par les pêcheurs, le vent d'Est se montre toujours aussi fort que le Mistral parfois d'avantage. C'est généralement lui qui provoque les tempêtes les plus agressives en Méditerranée, en particulier pendant la saison froide. Il souffle sous un ciel nuageux et s'accompagne de pluies. Assez rares et relativement modérées durant l'été, les perturbations de secteur Est se manifestent essentiellement entre l'automne et la fin de l'hiver avec une impétuosité atteignant la force d'une tempête ou d'une violente tempête surtout en février et mars. Le vent d'Est sur nos côtes est toujours précédé d'une houle qui brise bruyamment le long du rivage. Le ciel vers l'Est se couvre de nuages noirs inquiétants qui traînent le plus souvent un épais rideau de pluie. Il s'établit plus lentement que le Mistral mais le Levant dure en principe moins longtemps et soleil et accalmies surviennent habituellement après 24 ou 48 heures.

**Le Marin :** Le Marin est chaud et humide, il souffle du Sud-Est au Sud-Ouest sur le golfe du Lion. Sa force peut atteindre 8 Beaufort il est souvent accompagné de pluie.



**L’Autan :** L’Autan est un vent du Sud-Est, sec et chaud, qui affecte le Languedoc-Roussillon. Il s’agit d’un vent violent et turbulent, du fait des accélérations qu’il subit en s’engouffrant dans des vallées resserrées comme c’est le cas à Carcassonne ou à Mazamet. Sa forme la plus fréquente est l’Autan blanc, qui peut durer une semaine. Ayant perdu son humidité sur les versants ascendants des reliefs méditerranéens, ce vent est associé au beau temps. Frais en hiver et chaud en été, il est généré par l’association d’une situation anticyclonique sur l’Europe de la Baltique et d’une zone dépressionnaire sur le Portugal.

**Le Labé :** Le Labé est un vent provenant du Sud-Ouest, pouvant générer une forte houle. Il est peu fréquent en Provence.

**Le Ponant :** Le Ponant est un vent de Sud-Ouest. Il présente souvent en été les mêmes caractéristiques que la brise de mer avec laquelle il se confond en fin de journée pour s’élever jusqu’à la force 6.

**Le Libeccio :** Le Libeccio est un vent dominant sur la partie Nord de la Corse. De direction Sud-Ouest, il engendre des pluies au vent des côtes montagneuses en s’asséchant sur la côte orientale de la Corse par effet de foehn. Le libeccio, entre Bastia et le cap Corse, peut atteindre une grande violence en toutes saisons.

**La Tramontane :** Elle prend naissance entre les Pyrénées et le Massif Central pour déboucher avec violence du Nord-Ouest sur l’ensemble du golfe du Lion. S’établissant dans les mêmes conditions atmosphériques que le Mistral, elle souffle toujours en même temps que ce dernier. Il s’agit en fait du même vent, dont l’appellation diffère selon la région traversée.

## 3.3 Le Mistral

### 3.3.1 Description générale

Parmi tous les types de vents soufflant sur le Sud de la France, nous avons axé notre étude sur le Mistral. Il s’agit d’un vent “violent”, froid et généralement sec, de secteur Nord-Ouest soufflant en rafale durant parfois plusieurs jours. Engendré par un courant aérien d’échelle synoptique, ce vent turbulent de moyenne échelle parcourt alors les basses vallées du Rhône et de la Durance, puis envahit le littoral méditerranéen tout autour de la Camargue ; là, il se déploie depuis le Nord-Est de la plaine languedocienne jusqu’à la Provence à l’orient de Toulon, où déjà il apparaît comme un vent d’Ouest. Son influence, en fait, s’exerce bien au-delà des côtes françaises puisqu’il suscite souvent des tempêtes soudaines en Méditerranée entre les Baléares et la Corse. L’effet venturi dû à la topographie rectiligne et encaissée de la vallée du Rhône est le phénomène physique le plus souvent évoqué pour expliquer la puissance des vents. Cependant il a été constaté que ce vent acquiert sa force maximale après s’être dégagé largement du goulot du couloir rhodanien, où il commence à se manifester en aval de Valence ; Le Mistral est également appelé “vent catabatique”. C’est à dire un vent soufflant dans le sens de la pente descendante, généralement associé à de l’air froid provenant du centre d’un plateau ou d’un sommet froid et se dirigeant vers la périphérie. Ce vent peut se révéler extrêmement fort, des vitesses supérieures à 45m/s en moyenne sur 10 minutes ont été enregistrées à l’aéroport de Marseille-Marignane les 18 février 1958 et 11 février 1964. Il est courant en hiver d’observer des vents à 30m/s. En moyenne il souffle au alentour de 15m/s. Ce vent est très redouté des marins car il génère des hauteurs de vagues importantes. De ce fait la production en aérosols marins à la surface est très active.

### 3.3.2 Masse d'air

La figure (.3.2) représente un exemple de retrotrajectoire qui évalue la provenance de la masse à 850hPa arrivant sur l'île de Porquerolles (43°N ;6°.09'E) lors d'un épisode de Mistral observé pendant la campagne de mesure Porquerolles 2007. Les rétrotrajectoires cinétiques sont calculées en ligne (<http://www.ready.noaa.gov/>) par le modèle de la NOAA "HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model" et utilise des données météorologiques de réanalyses fournies toutes les 6 heures avec une précision de 0.5°. On voit que la masse d'air correspondante a transité sur l'océan Atlantique puis 24 heures au dessus de surface continentale avant de repasser au dessus de la mer méditerranée. Ainsi, la masse d'air transporte à la fois des particules continentales et marines. On comprend donc que plus elle progresse dans le bassin méditerranéen où les vents forts soufflent en surface, plus l'influence du fetch sur l'origine des particules est importante.

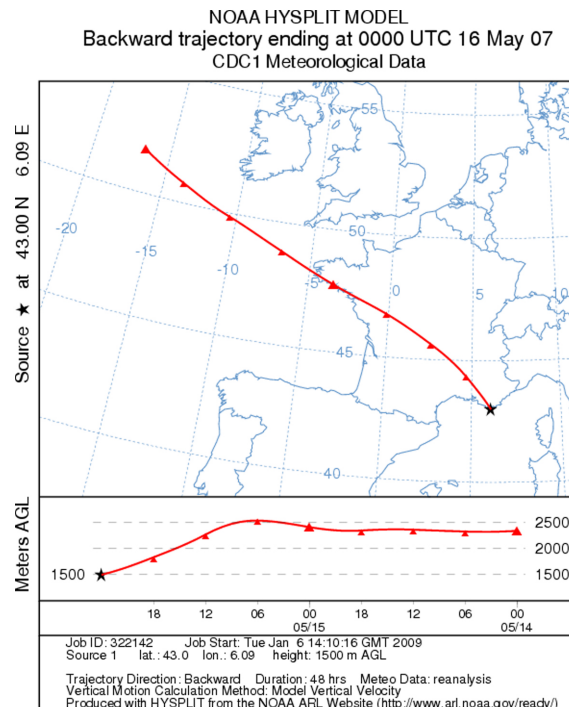


FIGURE .3.2 – Trajectoire typique de masse d'air pour un Mistral

### 3.3.3 Situations météorologiques favorables

Plusieurs configurations synoptiques permettent l'installation du Mistral. Celui-ci est souvent accompagné par la Tramontane dans le Roussillon et par le Libeccio en Corse. Il se déclenche principalement lors du passage de masses d'air instables se déplaçant du Nord-Ouest au Sud-Est de la France. La masse d'air, à l'arrière du front froid, est bloquée ou partiellement bloquée par les Alpes tandis que la dépression d'altitude poursuit sa progression vers la Méditerranée où stagnent des masses d'air chaudes. Ceci déclenche une cyclogénèse dans le Golfe de Gênes. Quatre situations types (figure (.3.3)) caractérisées par l'orientation du flux synoptique de moyenne troposphère (500hPa) sont susceptibles d'engendrer le Mistral. Ces configurations peuvent se produire successivement.

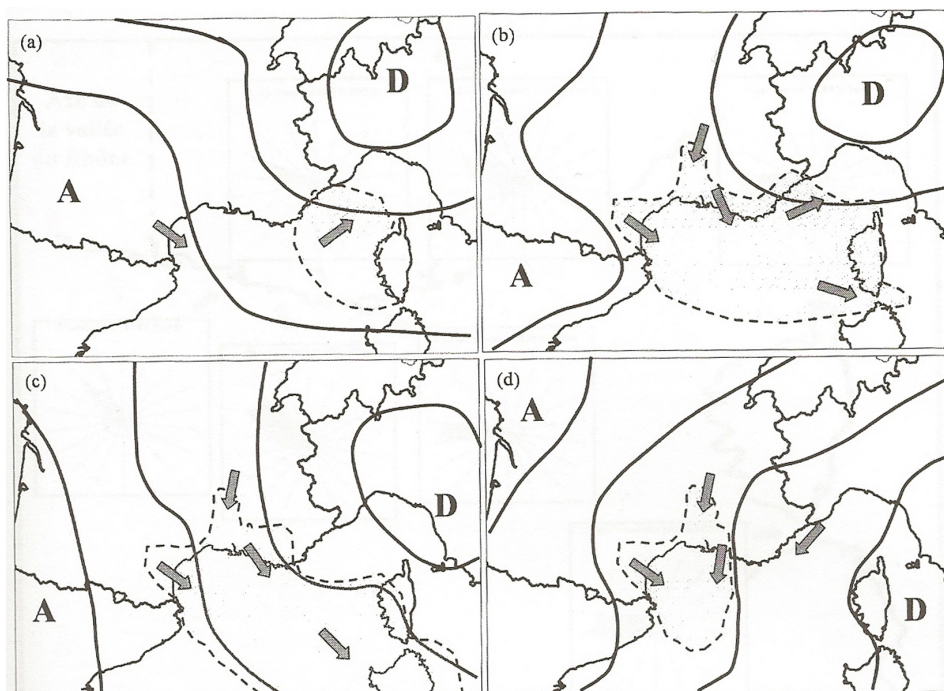


FIGURE .3.3 – Configurations isobariques et régions affectées par les vents orographiques du Nord-Ouest de la Méditerranée. a) Régime d'Ouest, b) Régime de Nord-Ouest, c) Régime de Nord et d) Régime de Nord-Est d'altitude (d'après [Orioux & Pouget \(1984\)](#)). Les zones en pointillées donnent une indication de l'extension horizontale des vents les plus forts en surface .

Lorsque le flux d'altitude vient de l'Ouest (figure (.3.3a)) à l'arrière du front chaud, la dépression progresse vers le sud et un vent d'Ouest s'ajoute au Libeccio sur les côtes varoises. La Tramontane commence à souffler sur le golfe du Lion.

Lors du basculement du flux d'altitude au Nord-Ouest (figure (.3.3b)) transportant le front froid, le Mistral de direction Nord-Ouest gagne le Sud de la vallée de Rhône. La dépression du Golfe de Gênes est entretenue par la mer de Ligurie l'alimentant en air doux et humide. Cette configuration synoptique permet la coexistence de la Tramontane et du Mistral. Le Libeccio est remplacé par le Mistral au large de la Corse.

Lorsque le flux d'altitude vient du Nord (figure (.3.3c)) du fait de la poussée anticyclonique, l'advection d'air froid est de plus en plus marquée. Si l'épaisseur de la couche d'air froid en amont des reliefs est suffisante pour franchir les Alpes, la dépression du Golfe de Gênes se comble et se déplace vers la mer Tyrrhénienne. Le Mistral se confine progressivement dans la vallée du Rhône où il est appelé Mistral Rhodanien.

Lorsque les vent en amont des Alpes prennent une direction Nord-Est (figure (.3.3d)), le confi-

nement est accentué. Si l'angle d'incidence du flux incident avec la vallée du Rhône est de  $30^\circ$ , le confinement est maximal.

### 3.3.4 Inhomogénéité spatiale en direction

Bien que le Mistral affecte l'ensemble de la région par l'occurrence de vents forts, il se caractérise en prenant des directions différentes suivant le lieu où on se trouve. Or pour le calcul du fetch, la direction du vent est essentielle. La principale étude statistique sur le sujet a été menée par [Ascensio et al. \(1987, 1988\)](#) à partir des données des sémaphores sur la période (1955-1980) et est reproduite en partie sur la figure (.3.4).

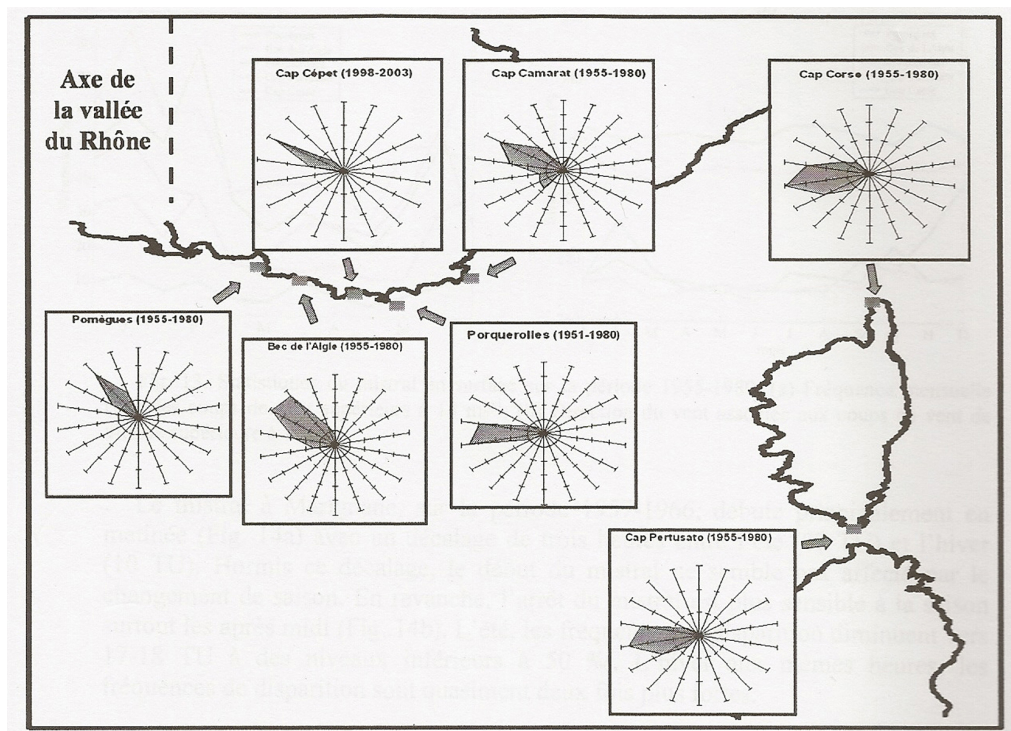


FIGURE .3.4 – Roses des vents enregistrés sur les sémaphores de Pomègues, Bec de l'Aigle, Cap Cépet, Porquerolles, Cap Camarat, Cap Corse et Cap Pertusato.

La vallée du Rhône donne naissance au Mistral en le canalisant et en accélérant sa composante méridionale. En progressant vers le Sud et en sortant de la région caractérisée par une vallée relativement étroite au Nord d'Avignon, la composante zonale du Mistral augmente. Il souffle du Nord près de l'axe de la vallée du Rhône. Plus à l'Est, il a tendance à suivre les côtes. Ainsi, la direction dominante est Nord-Ouest au Bec de l'Aigle, d'Ouest-Nord-Ouest à Porquerolles. Il est un vent Ouest aux extrémités de la Corse. Au Cap Camarat, il garde une direction Nord-Ouest consécutive à l'orographie locale. Le Mistral est plus fréquent lorsque l'on s'approche de la vallée du Rhône.

Plus précisément sur notre région d'étude, c'est à dire une partie des Bouches du Rhône et du Var (figure (.3.5)), si la provenance du Mistral diffère localement, cela tient à la présence de plusieurs massifs montagneux au relief complexe. A l'est, de Marseille à Toulon, les reliefs sont abrupts en zone côtière avec la chaîne de l'Etoile (670 m), la montagne de la Sainte Victoire (1000 m) et de la Sainte Baume (1147 m).

Entre Toulon et le Golfe de Saint-Stropez, on trouve le massif des Maures (779 m). Au niveau de la baie de Toulon et la baie de Hyères, ([Ascensio et al., 1987, 1988](#)) ont établi les statistiques suivantes :



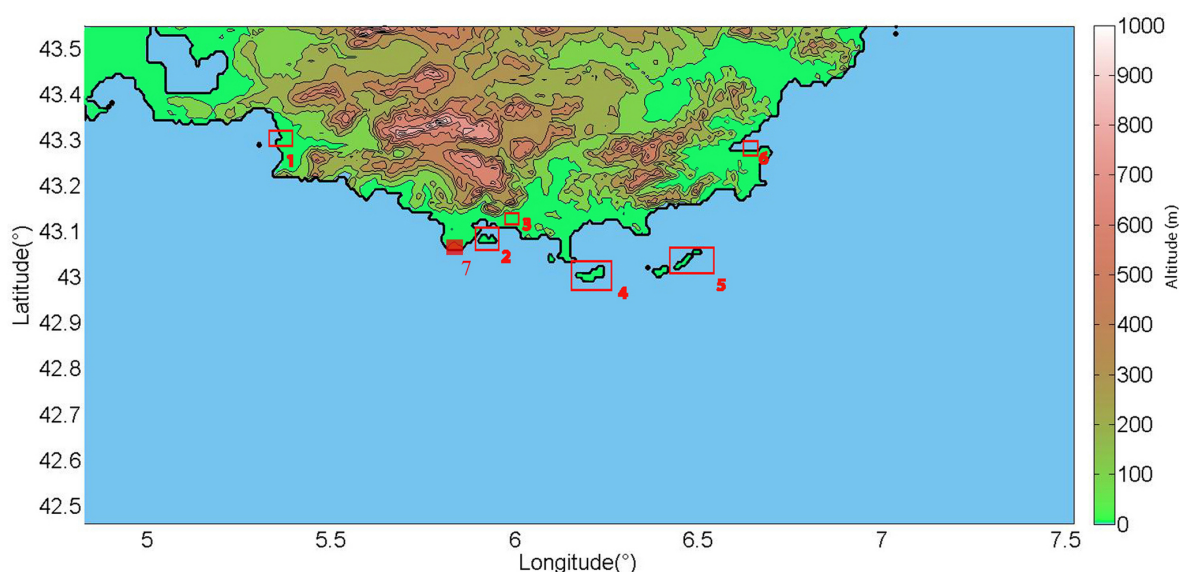


FIGURE .3.5 – Topographie de la région ; 1) Ville de Marseille, 2) Saint-Madrier/Vigie de Cepet, 3) Toulon, 4) Porquerolles, 5) Ile du Levant, 6) Golf de Saint-Stropez, 7) Cap Sicié

**Vigie de Cépet-Saint Mandrier :** Le Mistral dans la zone Ouest de Toulon prend une direction privilégiée de  $280^\circ$  (18.5%), mais également  $300^\circ$  (9.8%) et  $320^\circ$  (5.3%).

**Toulon :** Le Mistral à Toulon tourne de  $20^\circ$  à droite, par rapport à la Presqu'île de Saint Mandrier. Le maximum de fréquence est pour la direction  $300^\circ$  (17%) alors qu'elle est de 11.7% pour la direction  $280^\circ$ .

**Ile de Porquerolles :** A Porquerolles, le Mistral prend une direction comprise entre  $260^\circ$  et  $280^\circ$ . En considérant la rose des vents annuelle, la direction de  $260^\circ$  intervient à une fréquence de 16% et la direction de  $280^\circ$ , par contre, à une fréquence de 13.6%.

**Ile du Levant :** La situation sur l'île du Levant présente quelques différences par rapport à Porquerolles. La rose des vents annuelle met en évidence la direction  $280^\circ$  (14.5%) par rapport aux directions  $260^\circ$  (12.1%) et  $300^\circ$  (8.7%).

### 3.4 conclusion

L'étude climatologique réalisée sur le Mistral permet de mettre en relief plusieurs caractéristiques qui auront un impact sur les concentrations en aérosols au niveau de notre région d'étude. Tout d'abord, il s'agit d'un vent très fort soufflant en mer qui sera à l'origine d'un déferlement important. Ensuite, les trajectoires des masses d'air montrent qu'il s'agit d'un vent soufflant du continent. On comprend que, plus le fetch sera grand, plus la masse d'air perdra son caractère continental. Enfin, du fait de la topographie de la région et de la spécificité du trait de côte, les champs de vents vont avoir une structure complexe et inhomogène. Ceci n'aura pas uniquement des conséquences sur le transport des aérosols dans la CLAM. Près des côtes, la structure des champs de vagues sera également affectée, la production d'aérosols marins le sera donc aussi.



## Chapitre 4

# Couverture spatiale des aérosols à l'échelle régionale

*Les travaux présentés dans ce chapitre ont fait l'objet d'une publication (blot et al., 2008) : "Spatial variation of the aerosol concentration over a Mediterranean coastal zone and implication on the infrared extinction, R. Blot, Jacques J. Piazzola D.D.S., Gilles Tedeschi, Optical Engineering 47(02), 026004, 2008"*

### 4.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous proposons une méthode pour obtenir la couverture spatiale des concentrations en aérosols en milieu côtier. Les champs météorologiques sont donnés par le modèle numérique RAMS, les concentrations en aérosols sont calculées par le modèle paramétrique Medex. Ce dernier a été développé au laboratoire LSEET à partir de mesures recueillies en 2000 et 2001. La vocation première de ce modèle est de fournir aux appareils électro-optiques de la marine les valeurs de l'extinction particulaire due à la présence d'aérosols afin de les prendre mieux en compte dans les prédictions de portée infrarouge. Les prédictions de concentrations en aérosols en milieu côtier par le modèle Medex sont notamment dépendantes du fetch. Or le fetch s'obtient en partie par la connaissance de la direction du vent. Ainsi, l'étude climatologique menée sur le Mistral montre que localement la direction du vent varie spatialement. On s'attend donc à observer une variation spatiale des concentrations en aérosols.

## 4.2 Le modèle météorologique RAMS 4.3

### 4.2.1 Description générale

Le modèle **R**egional **A**tmospheric **M**odeling **S**ystem (RAMS) a été développé aux États-Unis au début des années 80 à l'université du Colorado. Il est destiné aux simulations de situations météorologiques méso-échelles. Il s'agit d'un modèle numérique qui possède un système complet d'équations non-hydrostatiques, compressibles et anélastiques. Il restitue les composantes du vent zonal, méridien et vertical. Il résout également les équations de la thermodynamique (température, vapeur d'eau, pression) et dispose de paramétrisations détaillées pour la microphysique (champs nuageux). De plus, ces équations sont complétées par des paramétrisations pour la diffusion turbulente de quantité de mouvement, de chaleur latente et sensible, des flux radiatifs solaires et terrestres. Une présentation du modèle et de ses différentes options a été faite par [Pielke \*et al.\* \(1992\)](#) et plus récemment par [Cotton \(2003\)](#).

Un modèle similaire est celui développé par Météo-France, il s'agit de Mésoscale-NH. RAMS a été choisi car, déjà, au sein du laboratoire LSEET, il a été l'outil privilégié dans le cadre de plusieurs travaux, dont trois thèses. Toutes portant sur la simulation de phénomènes météorologiques dans la région méditerranéenne. [Pezzoli \(2001\)](#) l'a utilisé afin d'étudier l'influence des conditions météorologiques sur l'état de la mer en zone côtière. Ce travail concernait principalement le cas de vents forts. [Guénard \(2004\)](#) a réalisé une étude de validation du modèle pour des cas de Mistral. On a pu mettre en évidence les mécanismes (autre que l'effet de canalisation par la vallée du Rhône) qui participent à la mise en place et au maintien de ce vent orographique. Enfin, [Celine \(2007\)](#) a recherché la zone la plus favorable pour l'implantation d'éoliennes off-shore. L'auteur a mis l'accent sur la simulation des autres types de vents observés sur le bassin méditerranéen, tels que les vents de secteur Est et Sud (le Marin, le Levant, le Ponant, le Grec, le Labe, les brises) proposant la validation du modèle sur des cas mesurés lors des campagnes FETCH(1998), MAP(1999) et ESCOMPTE(2001).

La présente thèse ne porte pas spécifiquement sur la validation du modèle RAMS mais les résultats et critiques apportés par les travaux antérieurs seront pris en considération. Dans les paragraphes suivants, les caractéristiques principales sont présentées brièvement.

### 4.2.2 Description du modèle numérique

#### a/ Type de Maille

La discrétisation spatiale est effectuée sur une grille de type 'Arakawa C' ([Mesinger & Arakawa, 1976](#)). Les variables scalaires sont évaluées aux points correspondant à des couples de valeurs entières (i,j). Les variables dynamiques, quand à elles sont décalées de 1/2 par rapport aux variables scalaires soit (i+1/2,j) pour la composante zonale du vent et (i,j+1/2) pour la composante méridionale.

#### b/ Représentation spatiale

Le modèle utilise une projection polaire stéréographique où le pôle de la projection est disposé au centre du domaine minimisant ainsi les distorsions de la projection dans la région d'étude.

#### c/ Structure verticale

La structure verticale utilise un système de coordonnées qui permet de suivre le terrain. Gal-Chen et Sommerville (1975) ont proposé le système de coordonnées :

$$\bar{z} = H \times \frac{z - z_s}{H - z_s} \quad (.4.1)$$



$H$  est la hauteur du domaine,  $z_s$  la hauteur du relief au point considéré et  $z$  est l'altitude au niveau de la mer. Ainsi, dans les basses couches de l'atmosphère les isolignes de cette coordonnée verticale épousent la forme du terrain. Plus en altitude, les effets du relief sont diminués. Le modèle travaille avec une grille à résolution verticale non constante. Suivant les moyens de calcul disponibles on peut raffiner le maillage à la surface et effectuer un "stretch" avec l'altitude.

#### d/ Imbrication des grilles de simulations

Dans l'utilisation d'un modèle méso-échelle on veut généralement simuler les paramètres météorologiques sur une région précise. Or les variables que l'on cherche à obtenir dépendent à la fois des spécificités locales (topographie/végétation/sol/etc...) mais également de la synoptique de l'écoulement à plus grande échelle. Ainsi, une simulation nécessite de couvrir un domaine beaucoup plus large que celui où notre intérêt se porte plus particulièrement. De plus, puisque la précision d'un calcul dépend également de la résolution temporelle et spatiale, on comprend bien que le coût de calcul peut s'avérer très important.

Afin d'optimiser le temps et les coûts de simulation, RAMS utilise un système de grilles imbriquées. La figure (.4.1) présente un exemple de trois grilles imbriquées. La plus grande grille est appelée grille "parent" ou "mère", elle couvre le domaine le plus grand et possède la résolution spatiale et temporelle la plus élevée. A l'intérieur de celle-ci peuvent se trouver une ou plusieurs grilles dites "filles", pouvant elles aussi être imbriquées ou non. Elle possède une résolution plus petite que la grille "mère". Dans l'étude faite ici, on définit une grille dite "intermédiaire". Il s'agit d'une configuration télescopique de trois grilles. L'intérêt d'utiliser un système de grilles imbriquées est de concentrer les calculs sur les grilles filles et d'économiser de la mémoire et du temps sur les autres. Le ratio entre les pas temporels et spatiaux  $\Delta t$ ,  $\Delta x$  ou  $\Delta z$  (pour la verticale) entre les grilles filles et parentes doit représenter un nombre entier.

Chaque grille "fille" communique avec sa grille parente et inversement. Les calculs réalisés dans les grilles filles sont transmis à la grille mère. Les valeurs sur les frontières de la grille "fille" servent de conditions limites à celles de la grille "mère". La grille imbriquée travaillant avec un pas de temps inférieur, une interpolation linéaire dans le temps des valeurs de la grille "mère" est réalisée. Dès que la somme des pas de temps la grille "fille" est égale à un nouveau pas de temps de la grille "mère", la communication inverse est accomplie. Ce retour s'effectue en moyennant les variables évaluées sur toutes les mailles de la grille "fille" qui occupent une maille de la grille "mère" en remplaçant les valeurs de la "mère" par les valeurs moyennes calculées.

#### 4.2.3 Discrétisation

Trois schémas d'intégration temporelle sont disponibles. Ainsi, on distingue un schéma de type "forward-backward" au premier ordre (Tremback *et al.*, 1987), un schéma de type "leap-frog" (Tipoli & Cotton, 1982), et un schéma hybride pour lequel les composantes du vent et de pression sont déterminées en utilisant le schéma "leap-frog". Les variables thermodynamiques sont calculées en utilisant le schéma "forward-backward". Le choix du schéma s'effectue en fonction du pas de temps de la simulation qui détermine la stabilité du modèle. Au maximum  $\Delta t = \frac{\Delta x}{c}$ , où  $\Delta t$ ,  $\Delta x$ ,  $c$  sont respectivement le pas de temps, le pas d'espace horizontal et la célérité du son. Généralement, le schéma hybride est préféré pour sa souplesse sur le choix du pas de temps et sur le coût de calcul engendré.

Pour les termes d'advection, deux types de schémas sont utilisés dans RAMS. Un schéma de type "leap-frog" et un schéma de type "forward-upstream" (Tremback *et al.*, 1987). Le premier est utilisé pour toutes les variables sauf pour les composantes de la vitesse où un schéma hybride est utilisé.

Les schémas d'advection sont écrits sous forme de flux conservatifs. Par exemple, en considérant

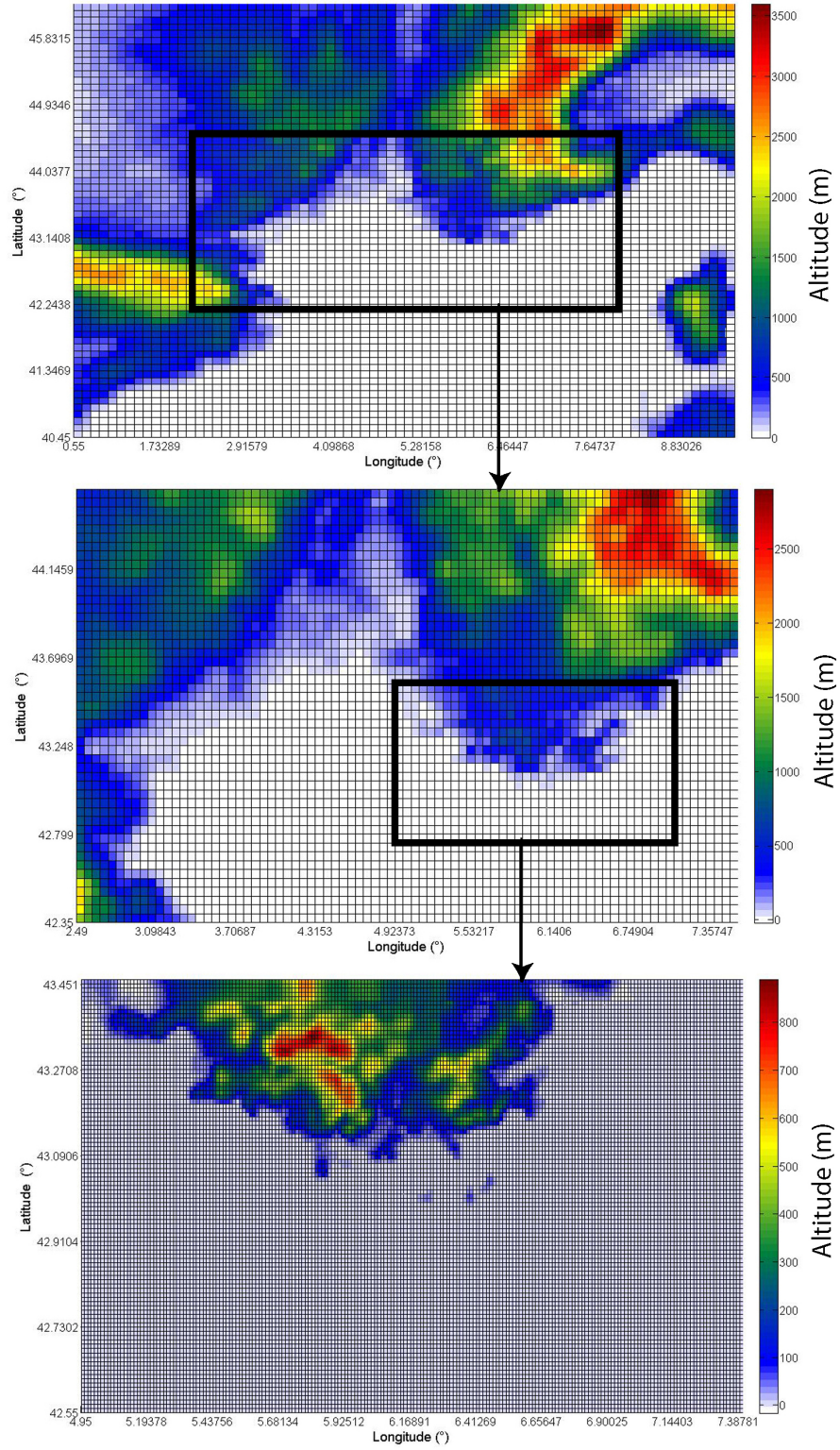


FIGURE .4.1 – Exemple de système de grilles imbriquées pour le maillage du bassin méditerranéen, de haut en bas respectivement : la grille mère ( $\Delta x = 10 \text{ km}$ ,  $\Delta t = 10 \text{ s}$ ), la grille intermédiaire ( $\Delta x = 5 \text{ km}$ ,  $\Delta t = 5 \text{ s}$ ) et la grille fille ( $\Delta x = 1 \text{ km}$ ,  $\Delta t = 1 \text{ s}$ )

la direction en  $x$ , et pour  $\Delta x = \text{Cte}$ , on obtient :

$$-u \frac{\partial \phi}{\partial x} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho u \phi}{\partial x} + \phi \frac{\partial \rho u}{\partial x} = -\frac{1}{\rho_j \Delta x} \left[ \left( (\rho F)_{j+\frac{1}{2}} - (\rho F)_{j-\frac{1}{2}} \right) - \phi_j \left( (\rho u)_{j+\frac{1}{2}} - (\rho u)_{j-\frac{1}{2}} \right) \right] \quad (.4.2)$$

où  $u$  est la vitesse du vent selon la direction  $x$ ,  $\rho$  la densité de l'air et  $\phi$  la variable advectée. L'indice  $j$  identifie un noeud d'une maille.

Les flux  $F$  pour le type leap-frog sont écrits soit au premier ordre :

$$F_{j+\frac{1}{2}} = (u\phi)_{j+\frac{1}{2}} \quad (.4.3)$$

soit au quatrième ordre :

$$F_{j+\frac{1}{2}} = u_{j+\frac{1}{2}} \left( -\frac{1}{12} \phi_{j-1} + \frac{7}{12} \phi_j + \frac{7}{12} \phi_{j+1} - \frac{1}{12} \phi_{j+2} \right) \quad (.4.4)$$

Pour le type forward-upstream, les flux sont écrits soit au second ordre soit au sixième ordre :

$$F_{j+\frac{1}{2}} \frac{\Delta t}{\Delta x} = \frac{\alpha}{2} (\phi_j + \phi_{j+1}) + \alpha^2 (\phi_j - \phi_{j+1}) \quad (.4.5)$$

où  $\alpha = u \frac{\Delta t}{\Delta x}$ . La forme au sixième ordre ne sera donnée par souci de concision.

#### 4.2.4 Paramétrisations

##### a/ Flux turbulent

Le schéma de fermeture qui permet de paramétrer les flux turbulents de quantité de mouvement ( $\overline{u'_i u'_j}$ ) ou de scalaire ( $\overline{u'_i \phi'}$ ) reprend l'hypothèse de Boussinesq pour laquelle le transport turbulent d'une quantité scalaire est régi par les propriétés de l'écoulement moyen :

$$\overline{u'_i \phi'} = -K_{hi} \frac{\partial \phi}{\partial x_i} \quad (.4.6)$$

où  $K_{hi}$  est le coefficient de mélange turbulent pour la quantité scalaire dans la direction  $i$ . Pour les vitesses, deux formes sont employées qui dépendent de l'échelle caractéristique pour laquelle le mouvement turbulent doit être résolu. Lorsque la résolution horizontale  $\Delta x$  est de même ordre que la résolution verticale  $\Delta z$ , les flux sont évalués en fonction du taux de déformation visqueux pour les trois dimensions spatiales  $i, j = [x, y, z]$ . :

$$\overline{u'_i u'_j} = -K_{mi} \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (.4.7)$$

$K_{mi}$  est le coefficient de mélange turbulent de quantité de mouvement. Dans ce cas, le modèle considère comme hypothèse que  $K_{mi} = K_{mj}$  et le transport turbulent s'effectue de manière isotrope,  $\overline{u'_i u'_j} = \overline{u'_j u'_i}$ .

Dans le cas où  $\Delta x \gg \Delta z$ ,  $K_{mi}$  sera plus important suivant les directions horizontales que verticales car représentant des mouvements turbulents de plus grande échelle. Le mélange turbulent horizontale sera prépondérant par rapport à celui exercé verticalement par des structures de plus petites échelles. L'hypothèse d'isotropie n'est plus réalisée et le flux turbulent s'écrit alors :

$$\overline{u'_i u'_j} = -K_{mi} \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) \quad (.4.8)$$

Les coefficients de mélanges  $K_{mi}$  et  $K_{hi}$  sont calculés de manière différente suivant la taille des grilles. Pour un maillage horizontal raffiné :

$$K_{mi} = \rho(C_x \Delta x)(C_z \Delta z) \left\{ S_3 + F_H [\max(0, -F_B)]^{0.5} \right\} [\max(0, 1 - R_{hm} R_i)]^{0.5} \quad (.4.9)$$

$$K_{hi} = -R_{hm} K_{mi} \quad (.4.10)$$

où  $C_x$  et  $C_z$  sont des nombres sans dimension,  $C_x \Delta x$  et  $C_z \Delta z$  représentent des longueurs de mélanges caractéristiques,  $F_B$  est la fréquence de Brunt-Vasaila,  $R_i$  est le nombre de Richardson local,  $R_{hm}$  représente le ratio entre  $K_{hi}$  et  $K_{mi}$ ,  $F_H$  est optionnel il vaut soit 0 soit 1.  $S_3$  est donné par :

$$S_3 = \left[ \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)^2 \right]^{0.5} \quad (.4.11)$$

Lorsque le maillage horizontal est plus grossier :

$$K_i = \rho_0 \max [K_{mh}, (C_x \Delta x)^2 \{ S_2^{0.5} \}] \quad (.4.12)$$

#### b/ Couche de surface

Les flux turbulents de chaleur, de quantité de mouvement, de vapeur d'eau dans la couche de surface sont calculés en utilisant le schéma de [Louis \(1979\)](#). Les flux sont calculés de manière explicite en utilisant une forme analytique non itérative des fonctions de [Businger et al. \(1971\)](#) et sont calculés à partir du nombre de Richardson Bulk  $Ri_B$ .

La paramétrisation des flux turbulents de quantité de mouvement, de chaleur et de vapeur d'eau dans la couches de surface s'écrivent :

$$\begin{aligned} u_*^2 &= a^2 u^2 F_m \left( \frac{z}{z_0}, Ri_B \right) \\ u_* \theta_* &= \frac{a^2}{R} u \Delta \theta F_h \left( \frac{z}{z_0}, Ri_B \right) \\ u_* r_* &= \frac{a^2}{R} u \Delta r F_h \left( \frac{z}{z_0}, Ri_B \right) \end{aligned} \quad (.4.13)$$

où  $a^2 = \frac{k}{(\ln \frac{z}{z_0})^2}$ ,  $z_0$  la longueur de rugosité,  $Ri_B$  le nombre de Richardson Bulk. Pour les conditions atmosphériques instables  $F_{m,h} = 1 - \frac{a Ri_B}{1 + C Ri_B^{\frac{1}{2}}}$  et  $F_{m,h} = \frac{1}{(1 + b' Ri_B)^2}$  pour les conditions atmosphériques stables.  $a, b', C$  sont des constantes fixées respectivement à 9.4, 4.7 et  $C = C^* a^2 b \left( \frac{z}{z_0} \right)^{\frac{1}{2}}$ .  $C^*$  est fixé à 7.4 pour  $F_m$  et à 5.3 pour  $F_h$ .

### c/ Sols et végétations

Pour compléter la modélisation des flux dans la couche de surface et donc prendre en compte efficacement les transferts de chaleur, de quantité de mouvement et d'humidité entre les différents types de surfaces et l'atmosphère, chaque grille est divisée en trois classes : Eau, Sol nu et végétation. Il faut ensuite calculer les températures de surface et l'humidité pour chacune d'elles. Pour l'eau, la température est considérée constante dans le temps mais variable spatialement. L'humidité est donnée par la pression et la température de saturation à la surface de l'eau. Pour les sols nus, température et humidité sont calculées par le schéma de Tremback et Kessler (1985). Le sol est considéré comme ayant une profondeur finie, maillée sur une dizaine de niveaux sur environ 1 mètre de profondeur. Pour les sols couverts de végétation, le même schéma est utilisé. Un niveau contenant les caractéristiques du type de végétation est spécifié au dessus d'une couche où le sol est nu. Les paramètres de végétations et de sols sont téléchargés sur le site d'**AT**mosphéric, **M**eteorological and **E**nvironmental **T**echnologies ([www.atmet.com](http://www.atmet.com)). La résolution de ces fichiers est de 30" (environ 600m). Chaque grille de calcul est alors pourvue d'une rugosité constante par maille. Les types de végétations, numérotés de 1 à 30 sont répertoriés dans le tableau (.4.1) .

### d/ Flux radiatif

Les flux radiatifs, liés principalement au rayonnement solaire influent sur le bilan thermique de l'atmosphère. Ils jouent donc un rôle primordial pour les effet de stabilité atmosphérique et les brises marines. Leur paramétrisation est disponible à travers plusieurs options. Le schéma de [Mahrer & Pielke \(1977\)](#) traite le cas des ondes courtes en prenant en compte la diffusion du rayonnement solaire par les molécules d'oxygènes, d'ozone et de dioxyde de carbone de manière empirique. Il prend également en compte l'absorption du rayonnement par la vapeur d'eau. Il ne tient pas compte de la présence de nuages. Le flux solaire incident est défini sur une surface plane au sommet de l'atmosphère en fonction de l'heure et du jour de l'année. Le flux réfléchi par la terre est fonction de l'albedo du sol. Pour les grandes longueurs d'ondes, le schéma est décrit par [Chen & Cotton \(1983\)](#), il tient compte de l'émission infrarouge et de l'absorption pour la vapeur d'eau, du dioxyde de carbone et il tient compte aussi de la présence de nuages.

numéro	type
0	Mer/océan
1	lac
2	Glace/glacier
3	arbres à aiguilles persistantes
4	arbres à aiguilles caduques
5	arbres à feuilles larges et persistantes
6	arbres à feuilles larges et caduques
7	herbes rase
8	herbe longue
9	désert
10	semi-désert
11	toundra
12	arbustes à feuilles persistantes
13	arbustes à feuilles caduques
14	forêt d'espèces variées
15	culture ou champs
16	culture irriguées
17	marais
18	forêt de persistant à aiguilles
19	forêt de persistant à larges feuilles
20	forêt de caduque à aiguilles
21	forêt de caduque à larges feuilles
22	mélange de végétation
23	bois
24	bois et prairies
25	arbustes denses
26	arbustes peu denses
27	prairies
28	cultures
29	sol nu sans végétation
30	espace urbanisé

TABLE .4.1 – Types de végétations/sols considérés par RAMS



### 4.2.5 Conditions aux frontières

#### a/ Frontières latérales

Pour le type de mailles utilisé dans RAMS, les conditions aux frontières latérales s'écrivent de la manière suivante :

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -(u + c) \frac{\partial u}{\partial x}$$

où  $u$  est la composante normale de la vitesse à la frontière. Le problème est alors de calculer  $c$  la vitesse de phase. Plusieurs schémas sont proposés par RAMS.

Le schéma d'Orlanski (1976) décrit  $c$  pour tous les noeuds de la manière suivante :

$$c = \frac{\partial u}{\partial t} / \frac{\partial u}{\partial x} \quad (.4.14)$$

Le schéma de Klemp & Lilly (1978) propose de moyenner  $c$  calculée par le schéma d'Orlanski sur la vertical et ensuite d'appliquer cette moyenne sur toute la colonne. Le schéma de Klemp & Wilhelmson (1977) propose pour  $c$  une valeur constante correspondant à une vitesse de phase typique des ondes de gravité (10-30m/s).

#### b/ Frontières verticales

Les variables sont extrapolées à une profondeur fictive correspondant à  $\frac{1}{2}\Delta z$  sous la surface du sol ou de la mer. Au sommet de la grille, l'hypothèse de toit rigide imposant une vitesse verticale nulle, permet de définir la vitesse normale en haut du domaine.

#### c/ Topographie

Il est important de pouvoir restituer le plus fidèlement possible les reliefs d'une région pour laquelle on veut réaliser une simulation. Les reliefs interviennent pour de nombreux phénomènes météorologiques comme l'effet venturi généré par la vallée du Rhône. Dans RAMS, la topographie du modèle est issue de l'organisme United States Geological Survey (USGS) avec une résolution de 30' (soit environ 600 m). Celle-ci est filtrée afin de pouvoir être ajustée aux mailles horizontales des grilles, mais aussi pour lisser les pics des reliefs sources de discontinuité dans les calculs. Ce filtrage est décomposé en 3 étapes successives. Les données standards sont d'abord transformées sur une grille temporaire par une projection stéréographique polaire. Elles sont ensuite moyennées vers une deuxième grille temporaire de plus basse résolution en conservant le même système de coordonnées. Pour ce passage, l'algorithme utilisé suit un schéma selon lequel une enveloppe topographique est appliquée en maintenant la hauteur des sommets et la profondeur des vallées. La dernière étape consiste à extrapoler les données vers la grille de simulation dont la taille des mailles est plus petite. Ceci permet de filtrer les plus petites longueurs d'ondes. En cas, d'imbrication de grilles, la topographie de chacune d'elles doit être compatible. Les moyennes des données des grilles filles doivent correspondre localement à celles de la grille mère. Les valeurs aux frontières latérales concordent par une interpolation biquadratique de la grille mère.

#### d/ Assimilation/initialisation/forçage

La création des conditions initiales s'effectue à travers une procédure appelée RAMS/ISAN (ISentropic ANalysis Package). Cette procédure permet de créer des fichiers d'analyses où sont assimilées des données d'observations de différents types. Cela peut être des données de ré-analyses issues de modèles globaux produits, par exemple, par le National Meteorological Center

(NMC), le National Center for Atmospheric Research (NCAR) ou d'ECMWF. Des données de radiosondage et des données de stations peuvent être également assimilées.

Les variables initialisées sont les composantes horizontales du vent, l'altitude géopotentielle, la température et l'humidité relative, ceci pour 21 niveaux verticaux de pressions. Les données sont interpolées avec une projection polaire stéréographique puis linéairement sur la verticale dans les systèmes de coordonnées isentropiques. Le fait d'imposer des conditions externes s'appelle 'nudging'. Il s'agit d'une méthode de relaxation newtonienne. Pour une variable  $\phi(x, t)$ , l'équation de relaxation s'écrit :

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = F(\phi, x, t) + G_\phi \times W_\phi \times (\phi_0 - \phi) \quad (.4.15)$$

F représente les termes d'advection et de Coriolis,  $\phi$  une variable du modèle,  $G_\phi$  est le coefficient de relaxation pour  $\phi$ .  $W_\phi$  le poids horizontal, vertical et temporel appliqué aux données d'analyse. L'intérêt est de prendre en compte les conditions synoptiques extérieures à la grille mère. Elles sont appliquées sur un certain nombre de mailles sur les frontières latérales, au centre et au sommet du domaine. ECMWF fournit un fichier toutes les 6 heures, ce qui permet de recalculer les simulations à intervalle régulier de temps. Le forçage aux frontières reprend la formule de [Davies \(1976\)](#). Les variables météorologiques calculées aux points sur lesquels elle sont appliquées doivent converger vers les données d'observations. Les paramètres du forçage doivent être déterminés minutieusement par l'utilisateur afin d'en fixer l'intensité.

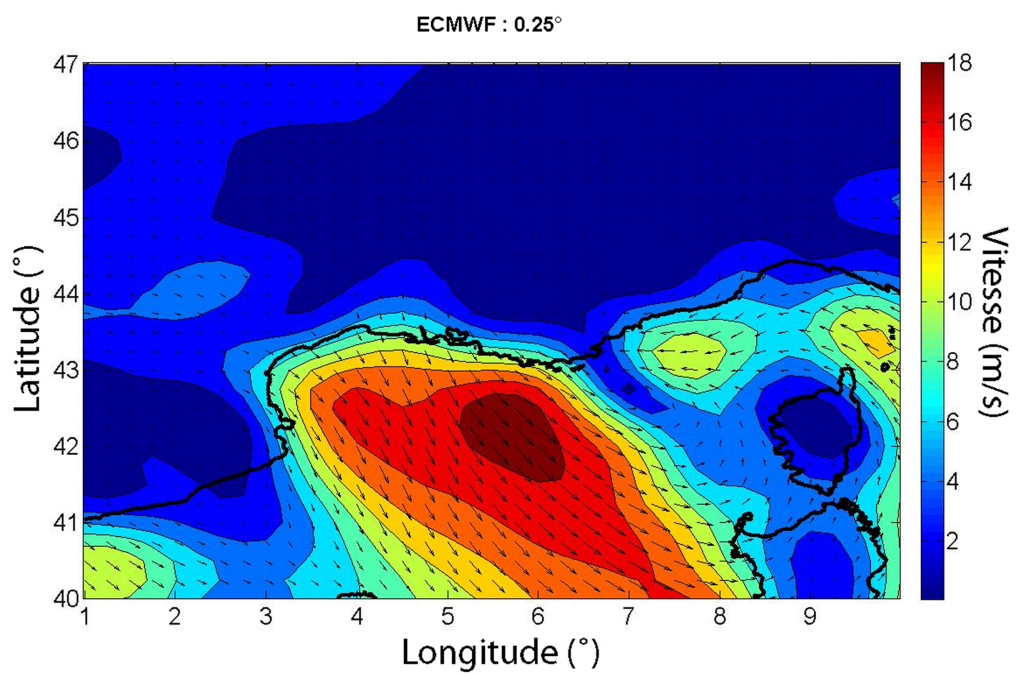
#### 4.2.6 Limites des simulations

L'étude menée par [Guénard \(2004\)](#) a montré que RAMS était bien adapté pour l'étude des phénomènes hydrostatiques liés à la génération et au maintien du Mistral. Ces effets sont, entre autres, la canalisation du vent par la vallée du Rhône, les effets de pente "écoulement catabatique" dans le sud des Alpes et le sud du massif central, l'accélération du vent due à la diminution de la rugosité dans les régions côtières. Cependant, la taille des mailles utilisée était de 20 km. Aussi, [Guénard \(2004\)](#) suggère que les phénomènes non-hydrostatiques tels que ceux produits par la topographie locale sont mal rendus par le modèle.

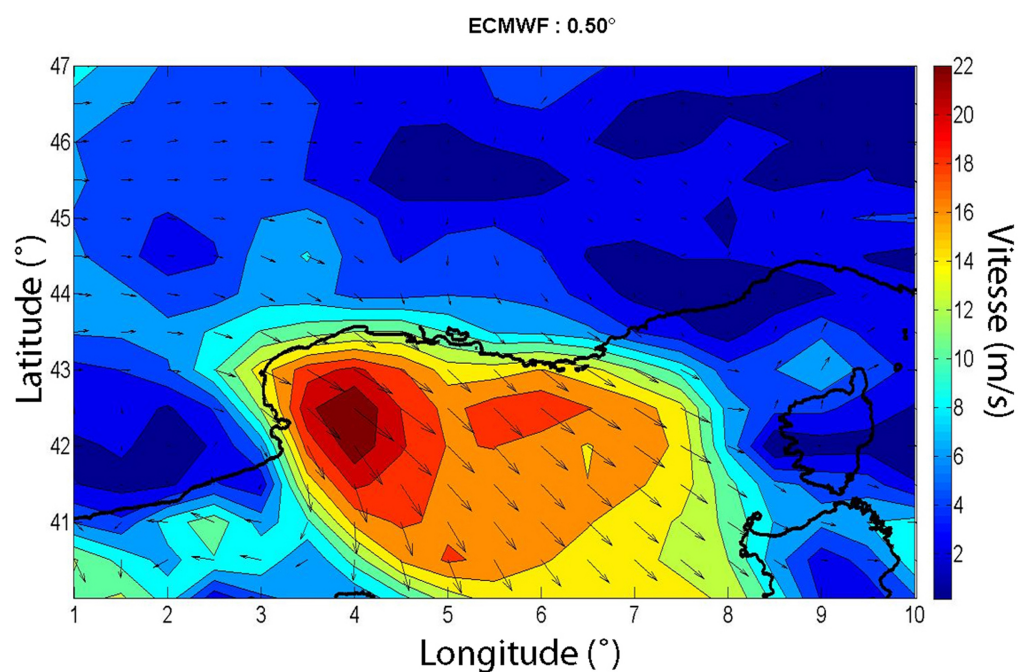
L'un des intérêts du travail mené dans cette thèse est que les moyens de calculs disponibles sont suffisants pour diminuer la résolution horizontale à 1 km et pouvoir positionner plusieurs niveaux verticaux proches de la surface. Ainsi, la topographie sera mieux prise en considération. Cependant, un certain nombre de problèmes se pose encore afin d'obtenir des simulations vraiment réalistes. Par exemple, les processus sous-mailles sont encore mal compris et sont souvent paramétrisés de manière simplifiée. Or, pour une simulation méso-échelle voir subméso-échelle en milieu côtier la transition terre/mer et les échanges à l'interface mer/atmosphère ont un impact important sur les champs météorologiques proches de la surface. D'autre part, il apparaît également des erreurs dues à une mauvaise initialisation. Les flux de surface ne sont pas initialisés et le niveau à 1000hPa est le plus bas de l'analyse ECMWF pour l'initialisation des champs. La vitesse verticale est une variable difficile à simuler. Elle justifie l'utilisation d'un modèle non-hydrostatique. Aucune initialisation n'est proposée pour celle-ci. De plus, certaines erreurs commises par le modèle sont une conséquence directe d'une mauvaise réanalyse fournie par ECMWF et, de plus, sa qualité dépend également fortement de la résolution spatiale des fichiers.

La figure (.4.2) présente deux réanalyses ECMWF pour le Mistral du 17 novembre 2000 à 00 UTC pour deux résolutions différentes. L'une à  $0.25^\circ$  et l'autre  $0.5^\circ$ . Des différences apparaissent sur les champs de vents : La position des maximums de vitesses à 1000hPa ne sont pas aux mêmes endroits mais surtout la synoptique de l'écoulement à l'Est ne correspond pas entre les deux résolutions : A  $0.25^\circ$ , un retour d'Est, caractéristique de la région niçoise apparaît, à  $0.5^\circ$ , il n'est pas observé.





(a) Résolution 0.25°



(b) Résolution 0.50°

FIGURE .4.2 – Réanalyse ECMWF du champ de vents à 1000hPa le 17 novembre 2000 à 00 UTC pour 0.25° et 0.5° de résolution

### 4.3 Le modèle aérosolaire Medex

#### 4.3.1 Description

Le modèle s'est construit autour de mesures faites sur l'île de Porquerolles près de Toulon entre 2000 et 2001. Ces mesures expérimentales ont été statistiquement analysées afin de développer un modèle empirique en prenant pour base le Navy Aerosol Model (NAM) de Gathman ([Gathman, 1983](#)). La distribution en tailles d'aérosols est basée sur la dépendance logarithmique des concentrations à la vitesse du vent du type  $\log(N/N_0) = \alpha U$ . Le modèle se présente comme une somme de quatre fonctions lognormales.

$$\frac{dn(r)}{dr} = \sum_{i=1}^4 \frac{A_i}{f} \cdot \exp[-C_i (\ln(\frac{r}{f \cdot r_{0i}}))^2] \quad (.4.16)$$

où :  $r_{o1} = 0.03\mu m$  ,  $r_{o2} = 0.24\mu m$  ,  $r_{o3} = 2\mu m$  ,  $r_{o4} = 10\mu m$ .

$f$  représente le facteur de grossissement dû aux variations d'humidité relatives,  $A_i$  est l'amplitude de mode et  $C_i$  l'inverse de deux fois l'écart type au carré. Les coefficients du modèle sont les suivants :

$$A_1 = -24350 \ln X + 345901 \quad (.4.17)$$

$$A_2 = 10^{((0.03 \ln X - 0.282)U - 0.385 \ln X + 5.25)} \quad (.4.18)$$

$$A_3 = 10^{((0.045 \ln X - 0.398)U - 0.47 \ln X + 3.25)} \quad (.4.19)$$

$$A_4 = 10^{((0.0095 \ln X - 0.0593)U - 0.1424 \ln X - 4.3417)} \quad (.4.20)$$

$$C_1 = -0.19 \ln X + 3.2 \quad (.4.21)$$

$$C_2 = -0.148 \ln X + 2.883 \quad (.4.22)$$

$$C_3 = -0.295 \ln X + 4.55 \quad (.4.23)$$

$$C_4 = 15 \quad (.4.24)$$

La modélisation de la première composante de la distribution particulaire représente une première difficulté du fait de la grande variabilité des concentrations d'aérosols submicroniques suivant les conditions météorologiques et la localisation géographique. La modélisation du premier mode telle qu'elle est proposée dans le modèle NAM (Navy Aerosol Model) nécessite comme paramètre d'entrée le choix d'un paramètre dit "de masse d'air" appelé Am. Am est calculé grâce à une expression fonction de la distance à la côte. Néanmoins, cette approche est loin de faire l'unanimité parmi les spécialistes. En zone côtière, la proximité des sources terrigènes ou anthropiques et de la source marine va induire un comportement complexe. Le mode accumulation va dépendre de la force du vent ([Piazzola & Despiau, 1997](#)) qui sera plus ou moins forte suivant la distance à la côte. Le choix effectué pour le présent modèle est de décrire le premier mode du spectre d'aérosols uniquement comme une fonction du fetch.

Pour les autres modes, Medex se base sur la paramétrisation des coefficients  $A_i$  en fonction de la vitesse du vent et du fetch. Pour les particules de rayons  $0.24\mu m$ ,  $2\mu m$  et  $10\mu m$ , afin de déterminer les coefficients d'amplitudes  $A_2$ ,  $A_3$  et  $A_4$ , une régression linéaire entre le logarithme de la concentration et la vitesse du vent a été établie pour différentes longueurs de fetch. Les coefficients de chaque régression linéaire, à savoir la pente et la constante, ont été ensuite paramétrisés en fonction du fetch sous une forme exponentielle. Les fetch utilisés pour établir le modèle côtier ont été 3, 6, 13, 25 et 100km.

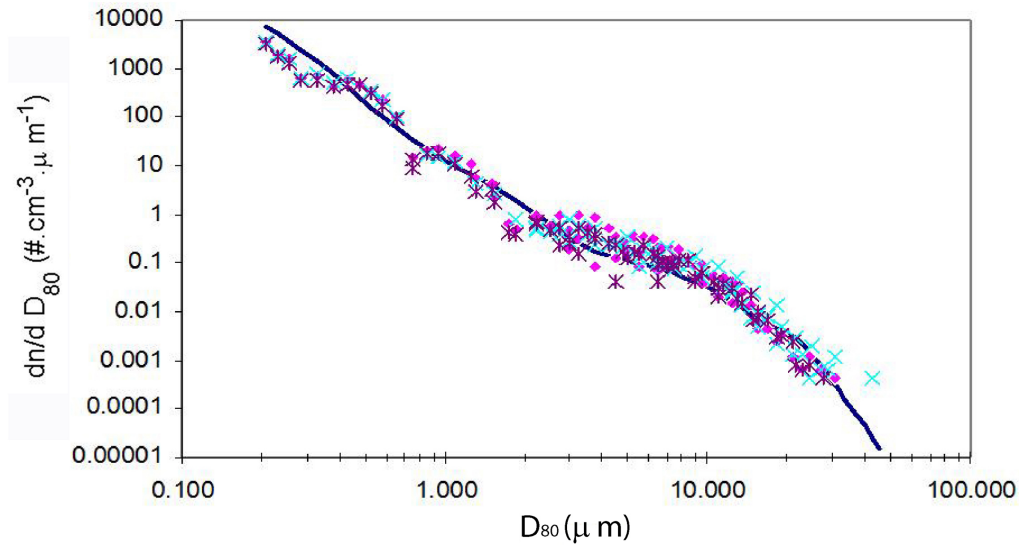


FIGURE 4.3 – Distributions en tailles de l’aérosol en zone côtière Méditerranéenne. Les graphiques en couleurs représentent des distributions mesurées pour une vitesse de vent comprise entre 12.5 et 13.5 m/s pour un fetch de 25 km. En trait noir est reportée la distribution modélisée pour une vitesse de 13m/s.

#### 4.3.2 Performances

Les performances du modèle Medex sont données en calculant "F" (facteur de performance), l'erreur commise par le modèle est quantifiée par comparaison des prédictions avec les données expérimentales :

$$Y/X = 1 + \varepsilon = F \quad (.4.25)$$

où Y représente les sorties du modèle Medex, X les valeurs expérimentales,  $\varepsilon$  l'erreur du modèle et F le facteur de performance. F est évalué pour quatre tailles de particules allant de  $0.21 \mu m$  à  $10 \mu m$ . Pour une distribution gaussienne de l'erreur, le facteur F dans un intervalle de confiance donné est obtenu par :

$$\bar{F} - t \frac{\sigma}{\sqrt{N}} < F < \bar{F} + t \frac{\sigma}{\sqrt{N}} \quad (.4.26)$$

où  $\bar{F}$  est une moyenne sur l'ensemble des données, t la variable de Gauss,  $\sigma$  l'écart type, N le nombre total de point de l'étude. t varie suivant l'intervalle de confiance. Pour un intervalle de confiance de 68%, t prend la valeur 1, pour un intervalle de confiance de 95% t est égale à 1.96. Dans l'étude qui suit sont présentés les estimations du facteur de performance maximale de précision " $F_{max}$ " c'est à dire l'erreur la plus grande commise par le modèle.

Le tableau (.4.2) fait apparaître les facteurs de performances du modèle Medex avec les mesures réalisées en 2000-2001 à Porquerolles. Le plus grand écart type est trouvé pour les aérosols de  $D_{80}=0.21 \mu m$  et  $D_{80}=0.5 \mu m$ . Cependant, par rapport aux écarts que l'on peut observer sur les mesures (paragraphe (2.3.2.b)), les résultats sont très corrects. La paramétrisation des distributions granulométriques en fonction du fetch (X) et de la vitesse de vent ( $U_{20}$ ) permet de mieux tenir compte de l'origine mixte des particules transitant en zone littorale. Le modèle intègre les variations de concentrations induites par le couplage des processus de génération à l'interface marine et de dispersion atmosphérique caractéristique de l'aérosol en zone côtière.

De plus, Piazzola *et al.* (2003) ont constaté que les performances du modèle sont limitées par l'oc-

currence d'états de mer instationnaires et leur implication sur la production d'aérosols marins. La couverture moutonneuse (Whitecap) et donc le flux interfacial " $f_{int}$ " (cf. chapitre 1) d'aérosols varie temporellement. La manière dont cette variation s'effectue est encore mal connue. Une incertitude demeure sur la manière dont évolue le Whitecap avec le fetch, et plus généralement avec l'évolution du champ de vagues.

$D_{80}$ ( $\mu m$ )	0.21	0.5	5	10
$F_{max}$	3.56	2.32	1.58	1.76

TABLE .4.2 – Facteurs de performances maximales pour un intervalle de confiance de 68%

Le facteur de performance de Medex a été évalué pour des périodes où le champ de vagues est considéré comme stationnaire, plus précisément en condition de fetch limité.

Le tableau présentant les facteurs de performances (tableau .4.3) ne considère que les mesures pour lesquelles les conditions de fetch limité sont vérifiées. Il montre globalement de meilleurs résultats. Les erreurs les plus grandes restent sur les particules submicroniques.

$D_{80}$ ( $\mu m$ )	0.21	0.5	5	10
$F_{max}$	3.15	2.15	1.45	1.52

TABLE .4.3 – Facteurs de performances maximales pour un intervalle de confiance de 68% en condition stationnaire

### 4.3.3 Etude de sensibilité

Les paramètres principaux d'entrées de Medex sont la vitesse du vent à 20 m et le fetch. Dans ce paragraphe une étude de sensibilité est réalisée sur le modèle aérosolaire afin d'appréhender les erreurs que l'on peut admettre lorsque l'on prend comme entrées les champs météorologiques donnés par RAMS.

La figure (.4.4) montre que la variation du nombre d'aérosols pour  $D_{80}=0.5 \mu m$ ,  $5 \mu m$ ,  $10 \mu m$ , en fonction du fetch est différente suivant la vitesse du vent et la taille de l'aérosol. Les tailles de particules présentées ont été choisies car elles sont caractéristiques de l'origine des aérosols en milieux côtier, c'est à dire à la fois continentale et marine. La variation des concentrations est donnée pour  $U=10$  m/s et 15m/s, ces vitesses de vent sont représentatives de celles enregistrées lors d'un épisode de Mistral sur l'île de Porquerolles. Les particules qui composent le mode accumulation ( $D_{80}=0.5 \mu m$ ) sont d'origine mixte et subissent des processus de dispersion. Les aérosols continentaux sont transportés et déposés lors du déplacement de la masse d'air au dessus de la mer. Les particules d'origine marine sont produites par le déferlement et sont ensuite transportées sur de longues distances. Leur lieu de génération peut se trouver beaucoup plus loin, leur concentration en un point considéré n'est pas uniquement attribuée aux conditions météorologiques locales mais aussi à la distance que la masse d'air a parcouru au dessus de la surface de l'eau, c'est à dire le fetch. Les aérosols de diamètre  $D_{80}=5 \mu m$ , majoritairement d'origine marine, sont à la fois générés localement et transportés par la masse d'air. La concentration évolue donc à la fois avec la variation du fetch et la variation de la vitesse du vent. A 15m/s, l'augmentation du fetch se traduit par des concentrations plus importantes qu'à 10m/s. Au point de mesure Porquerolles, le fetch peut passer rapidement de 25 km à plus de 100 km. Ceci, se traduit par l'augmentation des concentrations (pour  $D_{80}=5\mu m$ ) par un facteur 1.15 à 10m/s et 2.5 pour 15m/s.

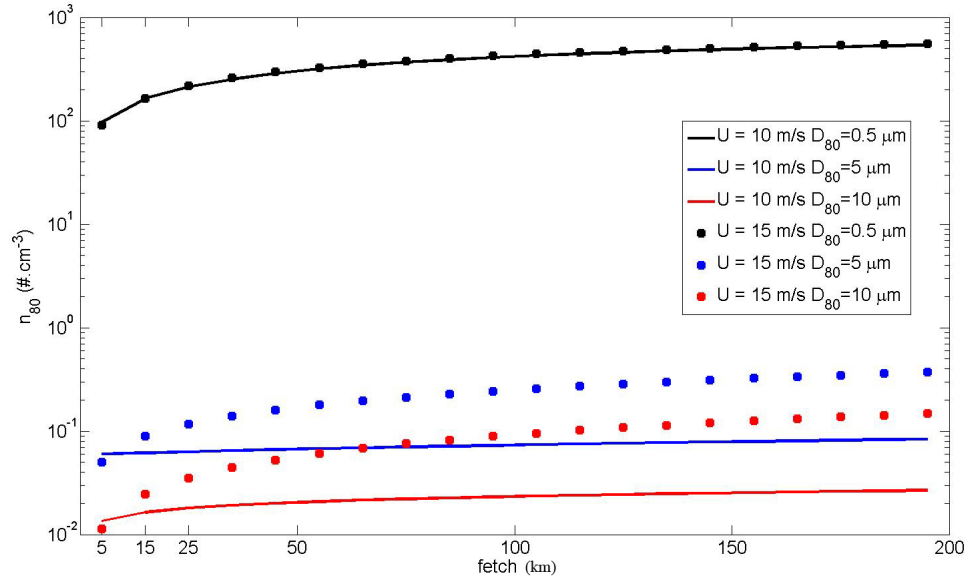


FIGURE .4.4 – Evolution en fonction du fetch de la concentration en aérosols prédite par Medex

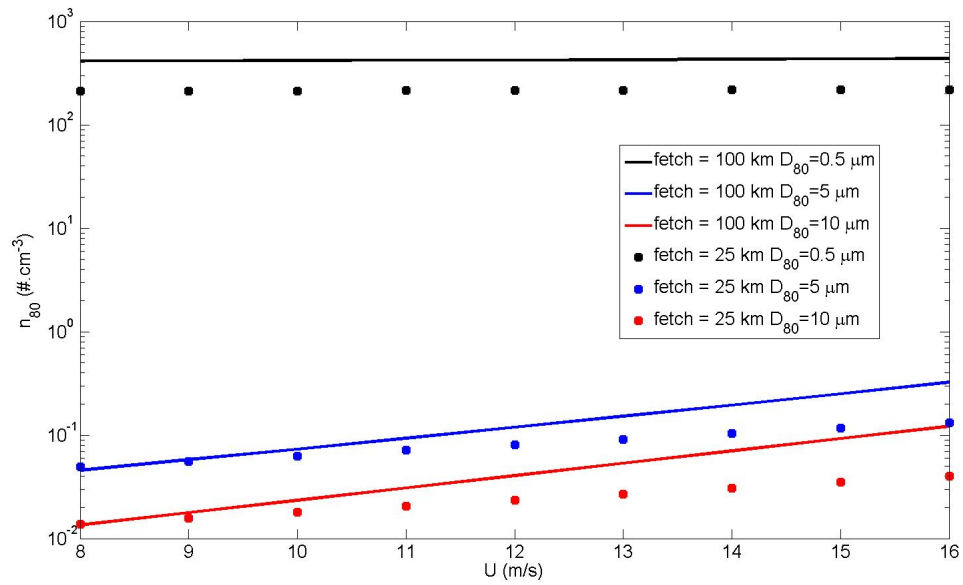


FIGURE .4.5 – Evolution en fonction de la vitesse du vent de la concentration en aérosols prédite par Medex



La figure (.4.5) présente l'évolution en fonction de la vitesse du vent du nombre de particules de diamètre  $0.5\ \mu\text{m}$ ,  $5\ \mu\text{m}$ ,  $10\ \mu\text{m}$  pour un fetch court (25 km) et un fetch long (100 km).

En ce qui concerne les particules de diamètre  $D_{80} = 0.5\ \mu\text{m}$ , la vitesse joue peu sur les concentrations. Medex prédit pour une augmentation de 8m/s du vent, une augmentation d'un facteur 1.072. Le fetch est le paramètre important car lorsqu'on passe d'un fetch de 25km à 100km l'augmentation se fait avec un facteur 2.15.

Les particules de  $5\ \mu\text{m}$  sont plus sensibles à la vitesse du vent à long fetch qu'à court fetch. Pour un fetch de 25 km, une augmentation du vent de 4m/s se traduit par un facteur 1.6 sur les concentrations. Pour 100 km, elle se traduit par un facteur 3. Pour les particules de  $10\ \mu\text{m}$  cette augmentation se traduit par un facteur 1.70 et de 3.5.

A porquerolles, les directions de  $280^\circ$  à  $290^\circ$  correspondent à un fetch de 25km et donc à un flux de Nord-Ouest, cependant dès que la direction du vent passe en dessous de  $270^\circ$  (flux d'Ouest) le fetch peut dépasser 100 km. Or, comme on peut le voir sur la figure (.4.5), Medex prédit pour de forts coups de Mistral (16 m/s) une augmentation de facteur 3 pour les particules de  $10\ \mu\text{m}$ , 2.5 pour celles de  $5\ \mu\text{m}$ , 2.15 pour celles de  $0.5\ \mu\text{m}$ . Proche des côtes, une bonne estimation de la direction du vent est un paramètre important pour déterminer le fetch.

## 4.4 Le couplage RAMS-Medex

### 4.4.1 Méthodologie

La figure (.4.6) propose une représentation schématique de la manière d'obtenir la couverture spatiale en aérosols à partir des sorties de simulations de RAMS et des prédictions de Medex. Les simulations de RAMS sont basées sur un modèle de 3 grilles imbriquées. La grille mère possède la résolution la plus grossière, elle s'étend sur une vaste zone et permet de prendre en compte le mieux possible les éléments responsables de la synoptique du Mistral. Ensuite, une grille intermédiaire couvre le golfe du Lion. La résolution doit être plus faible que celle de la grille mère. Enfin, la grille fille peut être localisée n'importe où à l'intérieur de la grille intermédiaire. Dans cette étude, la grille fille est localisée sur la région du Var. Sa résolution doit être la plus fine possible principalement pour bien décrire la topographie de la région et surtout pour avoir une description fine du trait de côte. RAMS simule les conditions météorologiques pour une période choisie sur ces 3 grilles. En sortie de modèle on obtient 4 fichiers pour chacune d'elles. Un fichier contient les vitesses zonales ( $u_{i,j}$ ) à chaque noeud pour chaque niveau vertical. De même un fichier contient les vitesses méridionales ( $v_{i,j}$ ), un autre pour l'humidité relative ( $RH_{i,j}$ ) et un dernier fichier contient le pourcentage de terre/mer. Ce dernier permet de différencier les zones de terre des zones de mer afin de connaître la localisation du trait de côte. On s'intéresse à la répartition d'aérosols à l'échelle méso-échelle, voir subméso-échelle, c'est à dire sur des distances allant d'une dizaine de kilomètres à une centaine au maximum.

Pour calculer la distance de fetch, on extrait des fichiers de vitesses avec  $U_{20}$  la vitesse du vent à 20 mètres au-dessus de la mer. On choisit ce niveau car il s'agit de la hauteur pour laquelle Medex calcule les concentrations en aérosols. A partir des vitesses zonales et méridionales on peut alors calculer la direction d'où provient le vent. Une première procédure est alors utilisée, celle du calcul du fetch en chaque noeud. Deux cas sont alors possibles (figure .4.6) suivant la provenance du vent : soit au bout d'une certaine distance la terre est rencontrée alors le fetch correspond à cette distance, soit au bout d'une certaine distance le vent a tourné de plus de  $10^\circ$  et/ou sa force est inférieur/supérieur de 25% (Critères de Bishop (1983)), alors le fetch correspond à cette distance. Le choix de prendre ces deux critères vient du fait que le fetch dans Medex permet de modéliser deux processus différents. D'une part, le transport et le dépôt des aérosols continentaux. Pour cela le premier critère est parfaitement adapté. Dans ce cas, le fetch correspond à la distance parcourue par la masse d'air. Plus on s'éloigne de la côte plus la

masse d'air perd son caractère continental. Cependant, pour les aérosols marins, le fetch permet également de modéliser le transport des particules mais également la génération à la surface de la mer. Au chapitre 1 on a vu que le flux d'aérosols est une fonction de  $W(\%)$ , la couverture moutonneuse. Or cette dernière évolue avec le fetch. Le deuxième critère fait donc plus référence à l'évolution de champ de vague afin de modéliser la production aérosols marins. La manière de calculer le fetch dans ce cas est très simplifiée. Dans la réalité, le calcul du fetch en milieu côtier est complexe dans la mesure où la présence du trait de côte influe sur les caractéristiques des vagues (Massel (1996)). On ne prend également ni en compte l'histoire de l'état de mer ni l'histoire du champ de vent.

La procédure de calcul du fetch conduit à la création d'une matrice de distance de fetch dont les dimensions sont soit celles de la grille fille soit celles de la grille intermédiaire sur laquelle on peut aussi travailler.

Ensuite un deuxième programme calcule en chaque maille de la grille fille (ou intermédiaire) la distribution en aérosols à l'aide du modèle aérosolaire Medex qui prend en entrées la matrice de fetch, la vitesse du vent et l'humidité fournies par RAMS. Pour une zone donnée on peut soit faire afficher la distribution en tailles en un point pour la gamme de tailles  $D_{80} \in [0.21\mu m; 20\mu m]$ , soit pour un diamètre de particule faire afficher la cartographie en 2D des concentrations sur la zone.

#### 4.4.2 Importance de la résolution du maillage

Le choix de la résolution des grilles est limité par les temps de calculs pouvant devenir rapidement excessifs. Cependant, la taille des mailles a son importance pour la prédiction des concentrations. La figure (.4.7) présente un exemple de calcul de distribution par Medex en utilisant les sorties de simulation de RAMS pour une grille fille de résolution 1 km imbriquée dans une grille intermédiaire de résolution 5 km. La distribution, pour les deux grilles, est donnée pour le point P1 (42.8°N;6°E) que l'on peut considérer comme appartenant à une zone côtière. Ainsi, on peut observer que les concentrations prédites pour la grille fille sont supérieures à celles prédites en utilisant la grille intermédiaire et ceci pour  $D_{80} \in [0.21\mu m; 20\mu m]$ .

	$\frac{\Delta U_{20}}{U_{20}}$	$\frac{\Delta \theta}{\theta}$	$\frac{\Delta X}{X}$	$\frac{\Delta n_{80}}{n_{80}}(d_{80} = 0.5\mu m)$	$\frac{\Delta n_{80}}{n_{80}}(d_{80} = 5\mu m)$	$\frac{\Delta n_{80}}{n_{80}}(d_{80} = 10\mu m)$
P1	3%	1.4%	37%	28%	22%	31%
P2	1%	1.3%	5%	4%	16%	18%

TABLE .4.4 – Ecart relatif entre les concentrations prédites par le couplage Medex-RAMS pour une grille de résolution 1 km et une grille de résolution 5 km pour deux localisations différentes.

Le tableau (.4.4) présente les écarts relatifs entre les valeurs données en utilisant la grille fille et intermédiaire pour  $U_{20}$ ,  $\theta$ ,  $X$ ,  $n_{80}(D_{80} = 0.5\mu m)$ ,  $n_{80}(D_{80} = 5\mu m)$ ,  $n_{80}(D_{80} = 10\mu m)$  qui sont respectivement la vitesse du vent à 20 mètres, la direction du vent, le fetch, la concentration en nombre d'aérosols de taille  $0.5\mu m$ ,  $5\mu m$ ,  $10\mu m$ . On considère deux points différents. Un point P1(42.8°N;6°E) situé à une dizaine de kilomètres de Toulon et un point P2 (42.5°N;6°E) situé à une cinquantaine de kilomètre de Toulon. Le tableau (.4.4) montre que l'importance de la résolution du maillage apparaît principalement a proximité des côtes (pour le point P1). L'écart relatif sur  $X$ , est de 37% alors qu'il est de 5% en P2, c'est à dire plus au large. Pourtant, l'écart relatif sur les directions du vent est faible, voir nul. L'erreur faite sur la vitesse reste également très faible.

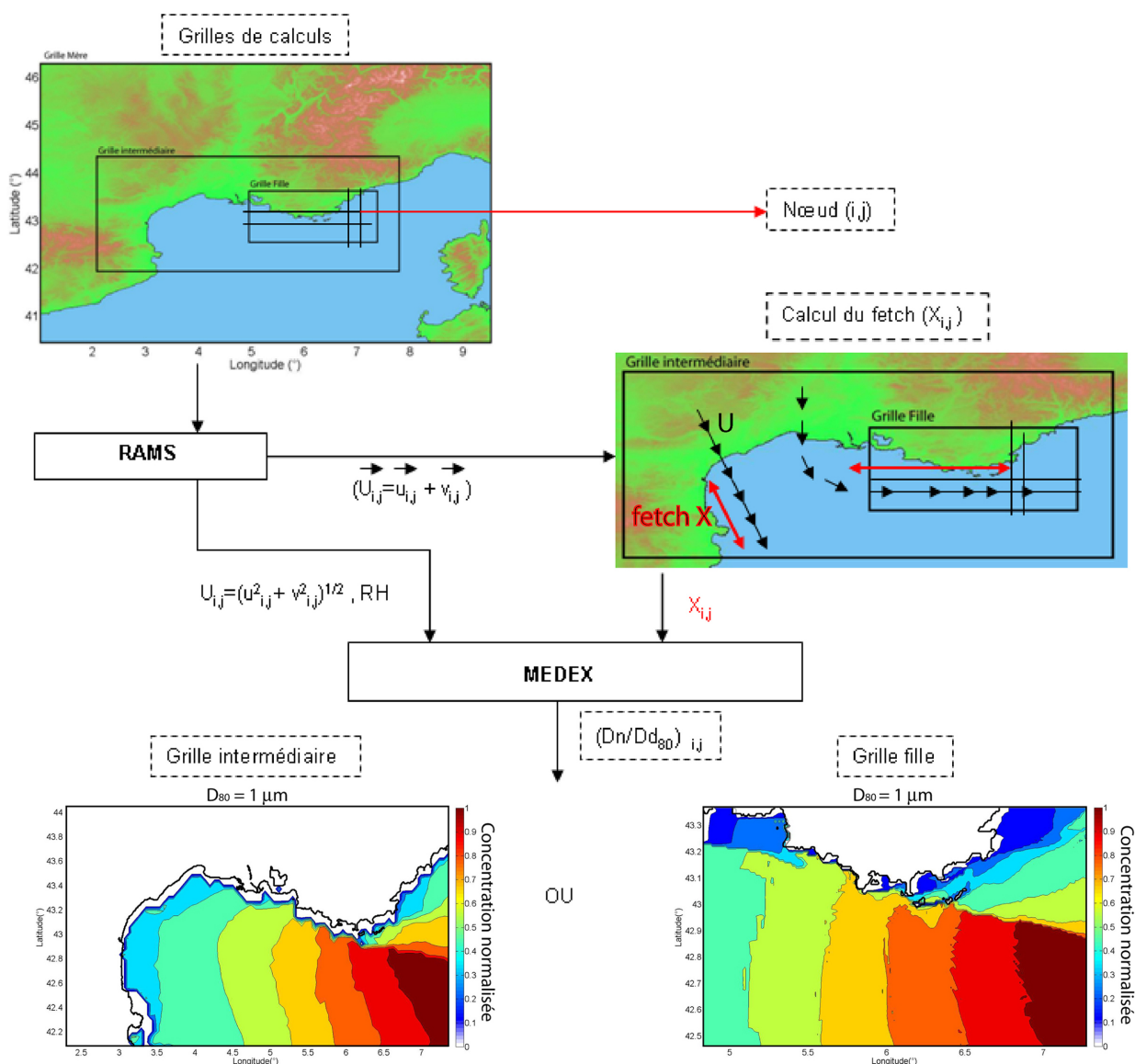


FIGURE 4.6 – Représentation schématique de la procédure mise en oeuvre afin d'obtenir la couverture spatiale des aérosols à échelle régionale

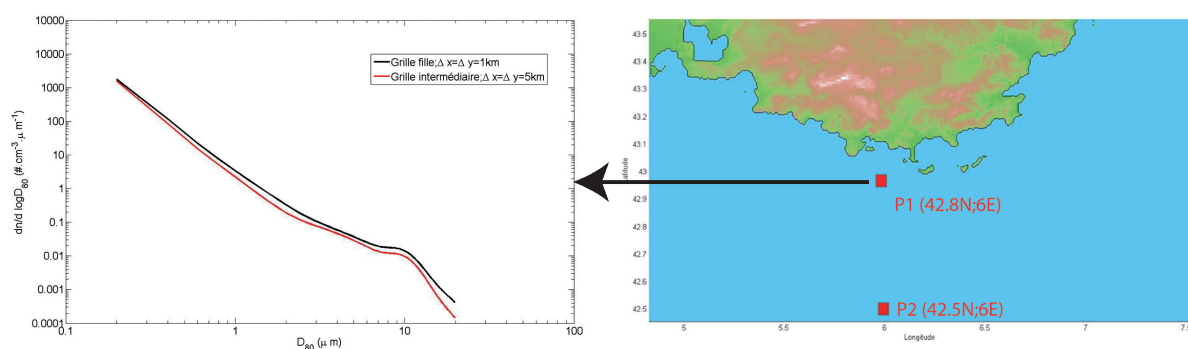


FIGURE 4.7 – Comparaison des concentrations en aérosols calculés par le couplage Medex-Rams au point 42.8°N;6.00°E pour une grille de résolution 1 km et de 5km.



Le fetch est la distance effective parcourue par le vent au-dessus de la mer. Proche des côtes, où la vitesse du vent varie peu sur de petites distances, il est calculé en fonction de la direction du vent et de la distance à la côte. Or lorsque la grille de calcul est de résolution plus fine, ceci à deux effets principaux : D'abord, le trait de côte est mieux dessiné et ensuite les calculs de directions du vent et des vitesses sont plus précis. En P1, pour la grille fille de résolution 1 km, la direction du vent est de  $288^\circ$  alors qu'elle est de  $292^\circ$  pour la grille intermédiaire de résolution 5 km. Cette différence est suffisante pour que le fetch passe de 192 km pour la grille fille à 120 km pour la grille intermédiaire. Par contre, plus on s'éloigne de la côte, moins l'erreur commise sur la direction du vent aura un impact sur le fetch. C'est pourquoi, pour obtenir la couverture spatiale des concentrations en aérosols près des côtes, il est préférable d'utiliser une grille très raffinée.

## 4.5 Applications

### 4.5.1 Propriétés des simulations

Comme il a été mentionné dans le paragraphe sur la climatologie du Mistral, bien qu'il s'agisse d'un vent synoptique ayant des caractéristiques de grandes échelles, l'étude statistique de [Ascensio et al. \(1987, 1988\)](#) met en relief l'inhomogénéité spatiale des champs de vents en directions. Or la direction du vent permet de calculer le fetch (Paragraphe 4.4) et il s'agit d'un paramètre essentiel pour Medex. Il est donc important dans le cadre de l'étude de prendre en compte le mieux possible l'impact de la topographie sur le Mistral (chaînes de montagnes, trait de Côte), car elle est responsable en partie des changements de trajectoire du vent. Dans la limite des moyens de calcul disponibles, nous avons cherché le meilleur compromis entre précision spatiale/temporelle et temps de calcul (environ 3 jours de calcul pour 24h de simulation).

#### a/ Grilles de calculs :

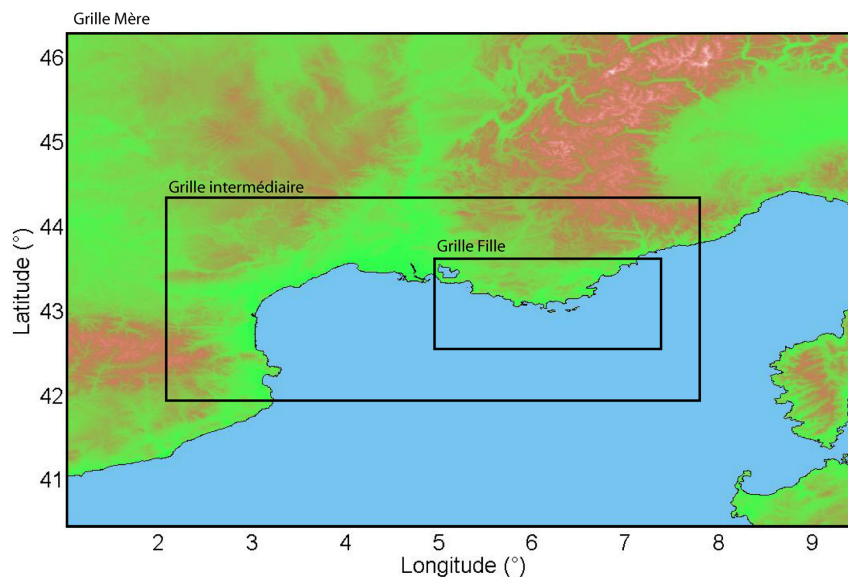


FIGURE 4.8 – Grilles de simulations

Le type de configuration choisi pour les simulations de Mistral est une imbrication de trois grilles l'une dans l'autre. La grille mère couvre le Nord du bassin Ouest méditerranéen, de la côte Italienne au littoral espagnol, en incluant la Corse et le Nord de la Sardaigne. La résolution horizontale est fixée à 10 km. Le pas de temps est fixé à 10s.

La grille intermédiaire, dont la résolution est fixée à 5 km couvre le Sud-Est de la France, les Pyrénées orientales, le Sud du massif Central, la vallée du Rhône et le Golfe du Lion. Le centre de cette grille est positionné sur la région marseillaise. Le pas de temps d'intégration est de 5s. Enfin la grille fille possède une maille de 1km. Cette grille s'étend du golfe de Fos jusqu'aux Alpes-Maritimes et recouvre totalement le littoral varois. Le centre de la grille est fixé sur le point de mesure à Porquerolles (43°.00';6°.09'). Le pas de temps est de 1s pour cette configuration. Une résolution fine est exigée afin de prendre en compte le mieux possible les reliefs de la région. 1 km est une taille de maille raisonnable permettant de relativement bien prendre en compte les différents massifs autour de la baie de Toulon (figure (.4.1)).

Suivant la verticale, le domaine est composé de vingt-sept niveaux s'échelonnant de la surface jusqu'à 12500 mètres d'altitude. La résolution verticale est variable et les niveaux sont plus resserrés au voisinage de la surface, plus précisément dans la couche limite atmosphérique. Il y a donc la moitié des mailles entre 0 et 2000 mètres.

Grilles	Taille (nLON*nLAT)	Résolution spatiale horizontale	$\Delta t$	Centre Grille
Mère	77*66	10 km	10 s	Marseille
Intermédiaire	90*50	5 km	5 s	Marseille
Fille	222*122	1 km	1 s	Porquerolles

TABLE .4.5 – Tableau récapitulatif des caractéristiques des grilles de simulation

#### b/ Echanges radiatifs :

Le schéma de [Mahrer & Pielke \(1977\)](#) est utilisé pour la paramétrisation des échanges radiatifs pour les ondes courtes et pour les ondes longues. Les simulations réalisées dans cette étude concernent des cas de Mistral. Pour ces conditions météorologiques, le ciel est dégagé de tous nuages (sauf pour les cas, relativement rare, de "Mistral noir"). On n'a donc pas besoin d'utiliser une paramétrisation plus complexe tel que celle de [Chen & Cotton \(1983\)](#) qui simule la condensation de la vapeur d'eau dans les nuages.

#### c/ Microphysique :

Dans RAMS la paramétrisation de la microphysique s'effectue sur 5 niveaux de complexité qui sont décrits dans [Walko \*et al.\* \(1995\)](#) et [Meyer \*et al.\* \(1997\)](#). Dans cette étude, le niveau 1 est suffisant, il permet de prendre en compte le rôle des forces de flotabilité et donc l'advection verticale des masses d'air due à la variation de densité. Les autres niveaux concernent la formation des nuages, les précipitations et les chutes neiges.

#### d/ Initialisation/Assimilation/Forçage :

L'initialisation des variables est réalisée à partir des données de ré-analyse du modèle opérationnel européen (ECMWF) avec une résolution spatiale horizontale de 0.25° sur 21 niveaux de pression. Par ailleurs, les données météorologiques "in-situ" (vitesse/direction du vent, température et pression de l'air) recueillies lors des campagnes de mesures sur Porquerolles sont également assimilées et sont donc prises en compte pour le 'nudging' de la même manière que les données

de ré-analyse. Il est important de ne pas réinitialiser le modèle sur la grille la plus fine, car le poids du forçage lié à l'intégration des données "in-situ" serait trop fort et conduirait à des résultats non-réalistes. Par exemple, le vent n'est plus influencer par la présence de relief et le plus souvent les calculs divergent.

L'initialisation de l'humidité et de la température dans le sol est fixée par l'utilisateur. Pour l'humidité, elle est estimée à partir des données de l'IPF (Vienna University of Technology). Elle est de 35% et ne varie pas avec la profondeur (c.a.d sur chaque niveau). Pour la température, sur les premiers niveaux souterrains, elle est fixée à 5°C supérieure à la température de l'air à la surface. Elle décroît ensuite progressivement.

#### e/ Température de surface :

La température de surface de l'eau prise en compte par le modèle RAMS est constante spatialement et temporellement. Elle est déterminée en fonction des mesures obtenues "in-situ" lors des campagnes expérimentales. Au printemps, la température de surface de la mer introduite dans le modèle est de 17-18°C, pour les saisons froides elle est de 13-15°C. Cependant, une étude de sensibilité réalisée par Guénard (2004) révèle que le modèle est peu sensible au changement de SST (Sea Surface Température) lors des simulations de Mistral.

#### 4.5.2 Simulations réalisées

Le tableau (.4.6) présente les périodes de Mistral simulées lors de cette étude. Ces journées sont choisies car il s'agit d'épisodes survenus lors des différentes campagnes de mesures d'aérosols opérées par le laboratoire LSEET (Porquerolles 2000, Porquerolles 2007). Plus précisément, il s'agit de journées pour lesquelles les données météorologiques et d'aérosols sont bien fournies et de manière continue. Pour l'année 2007, les données de vent prises à l'île du Levant et au cap Cépet de Saint-Mandrier sont également disponibles ( données Météo-France ). Tous les cas concernent une classe de Mistral fort avec des vents compris entre 8 m/s et 15 m/s. Concernant les directions des vents enregistrées, elles coïncident avec l'étude statistique de Ascensio *et al.* (1987, 1988) décrite dans le paragraphe (3.3.4). Par ailleurs, on remarque que la force du vent est plus faible au Cap Cépet qu'à Porquerolles. Ceci est dû à l'accélération du vent du fait de la transition terre-mer ( changement de rugosité de surface ). De même, sur l'île du Levant, la vitesse du vent est toujours légèrement supérieure à celle observée à Porquerolles.

Campagne expérimentale	Jour de simulation	Vent (m/s) moyenne enregistrée à Porquerolles	D(°) privilégiées observées à Porquerolles	Vent (m/s) moyen enregistrée au Levant	D(°) privilégiées observées au Levant	Vent (m/s) moyen enregistrée au Cap Cépet	D(°) privilégiées observées au Cap Cépet
Porquerolles 2000	17 novembre 2000	14.5	280	-	-	-	-
Porquerolles 2000	15 décembre 2000	13	265	-	-	-	-
Porquerolles 2000	16 décembre 2000	13.5	270	-	-	-	-
Porquerolles 2000	17 décembre 2000	10	270	-	-	-	-
Porquerolles 2000	15 Mai 2007	14	286	16	280	10.6	300
Porquerolles 2007	16 Mai 2007	12.5	280 et 260	13	290 et 260	9.5	285
Porquerolles 2007	17 Mai 2007	14	285	14.7	300 et 270	11.6	286

TABLE .4.6 – Périodes de Mistral simulées

### 4.5.3 Résultats

Les conditions privilégiées pour le calcul de la couverture spatiale d'aérosols sont celles pour lesquelles les variations temporelles de directions du vent à Porquerolles sont relativement bien reproduites. Plus précisément, lors d'un épisode de Mistral, le vent à Porquerolles passe généralement de la direction Nord-Ouest ( $280^\circ < \text{Dir} < 290^\circ$ ) à la direction Ouest ( $\text{Dir} < 270^\circ$ ). A ces changements de directions correspondent les changements de longueur de fetch. Il est donc primordial que ces changements soient correctement simulés. Quelques exemples de couvertures sont présentés à la suite.

#### a/ Cas 1 : Le 16 Mai 2007 06H UTC

La simulation météo du 16/05/2007 (figure (.4.9)) montre de bons résultats pour les trois sites d'observations (Porquerolles, Levant, Cap Cépet). L'erreur commise sur la direction du vent est en moyenne de  $10^\circ$ , les changements temporels de provenance du vent sont bien reproduits. En ce qui concerne la vitesse du vent, RAMS ne restitue pas à Porquerolles les forts vents de l'après-midi (Pezzoli, 2001), il les sous-estime en moyenne de 4 m/s. L'étude sur la sensibilité de Medex par rapport à la vitesse du vent montre qu'une erreur de 4 m/s aura peu de conséquence sur les aérosols de  $0.5 \mu\text{m}$  alors qu'elle entraîne des différences non négligeables pour les particules supermicroniques. Au Levant et au Cap Cépet l'erreur commise sur la vitesse est de 2 m/s, ce qui très satisfaisant.

Medex est un modèle paramétrique qui n'est réellement valable que pour des conditions stationnaires. La difficulté est de se donner un temps caractéristique pour lequel cette condition de stationnarité est réalisée. Étant donné que les concentrations en un point de la CLAM résultent à la fois des processus de transport et de la production des aérosols à la surface de la mer, on peut estimer qu'on aura une situation établie lorsque les conditions météorologiques auront été constantes pendant suffisamment longtemps et que la production liée à l'évolution du champ de vagues n'évoluera plus. Ainsi, le temps minimum pour se trouver en condition de fetch limité est le critère retenu pour établir la couverture spatiale des aérosols par le couplage RAMS-Medex. Le tableau .4.7 présente les temps minimaux pour être en conditions de fetch limité pour les fetch de 25 km et 100 km ainsi que pour plusieurs vitesses de vent.

Au cours de la journée, le vent passe de la direction Nord-Ouest à Ouest vers 6 H UTC et repasse Nord-Ouest vers 18 h UTC. Compte tenu du temps nécessaire pour obtenir l'équilibre des champs de vagues en condition de fetch limité (tableau (.4.7)) et du caractère constant du vent en intensité/direction, on peut estimer qu'à 06 h UTC et à 18 h UTC la stationnarité est atteinte.

$U_{20}(\text{m/s})$	8	10	12	14	16
$t_{\min}$ pour $X=25$ km	4h00	3h45	3h30	3h20	3h10
$t_{\min}$ pour $X=100$ km	10h10	9h25	8h50	8h25	8h00

TABLE .4.7 – Temps minimaux pour obtenir les conditions de fetch limité suivant la vitesse du vent

La figure (.4.10) résume les différents résultats obtenus à 06 H UTC. Le champ de vents à 500 hPa (figure 4.10(a)) montre que la situation synoptique correspond à un Mistral de type Nord-Ouest (figure (.3.3b)).

Le champ de vents à 20 mètres (figure 4.10(b)) montre une orientation générale Nord-Ouest au dessus de la mer entre Marseille et Porquerolles, et prend petit à petit une direction Ouest à

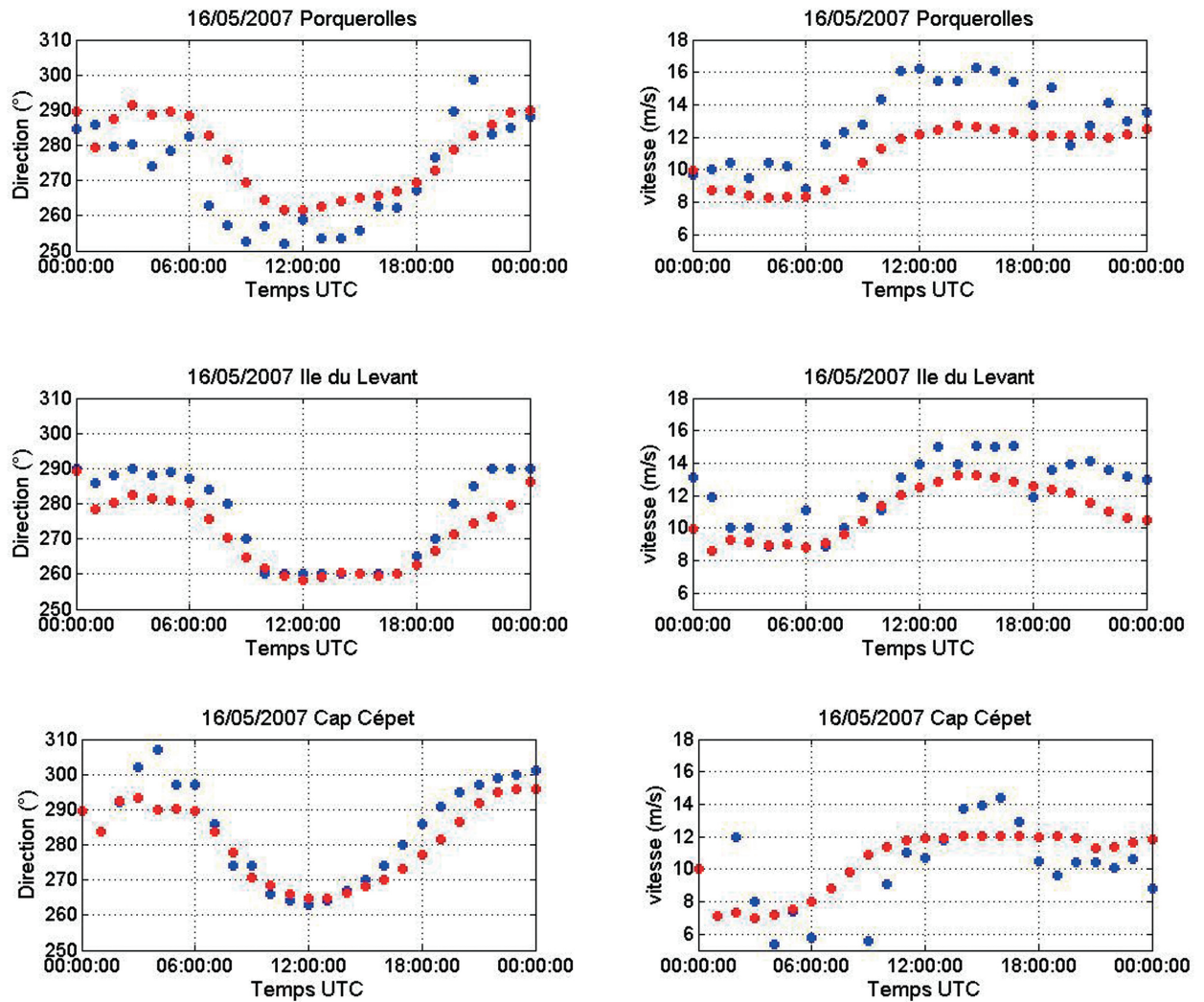


FIGURE 4.9 – Comparaison pour le 16/05/2007 entre les sorties de RAMS (.) et les valeurs mesurées (.) sur l'île de Porquerolle, du Levant et du Cap Cépet pour la vitesse et la direction du vent à 20 m .

l'Est de Porquerolles. On observe l'accélération du vent lorsque l'on s'éloigne des côtes, passant de 6 m/s à un maximum de 9 m/s plus au large. A l'Est, le vent perd en intensité jusqu'à atteindre 5 m/s.

La carte de longueurs de fetch (figure 4.10(c)) fait apparaître clairement une ligne de discontinuité, où de part et d'autre, se trouvent les courts fetch (0-50km) et les plus longs pour lesquels  $X > 100$ km. Cette discontinuité est due à la présence du trait de côte spécifique à la région. Notamment, elle se situe à quelques kilomètres au Sud de Porquerolles. Ainsi par vent de Nord-Ouest, au niveau de la baie de Toulon, on trouve un fetch de 25 km à Porquerolles. A l'Est, on observe un effet d'abri et le fetch augmente progressivement plus on s'éloigne de la côte.

L'analyse de la répartition des aérosols de diamètre 0.5  $\mu\text{m}$ , 5  $\mu\text{m}$  et 10  $\mu\text{m}$  (figure 4.11) permet de mettre en évidence l'inhomogénéité spatiale spécifique au milieu côtier.

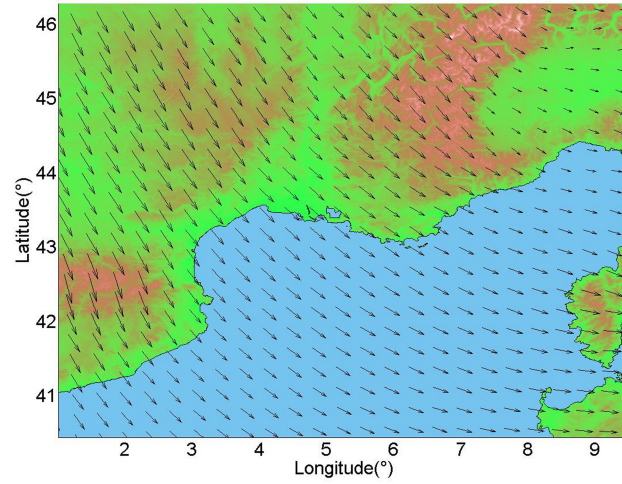
A l'observation de la répartition des particules de diamètre 0.5  $\mu\text{m}$  (figure 4.11(a)), principalement sensibles aux variations de fetch, on voit apparaître une ligne de discontinuité. Le tracé des concentrations normalisées fait apparaître un rapport 4 entre le nombre de particules observées

à Porquerolles et celui-ci obtenue 10 km plus bas au point ( $42.9^{\circ}; 6,19^{\circ}$ ). Ce rapport est plus élevé au niveau du cap Sicié. En moins de 5 km, le nombre de particules est pratiquement multiplié par 6.

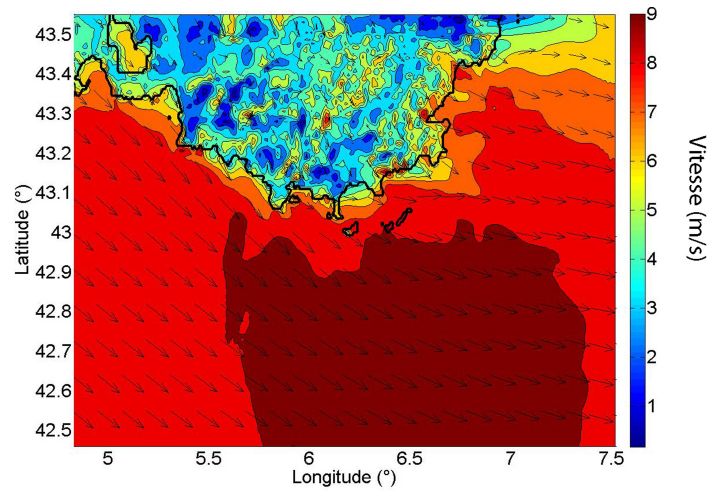
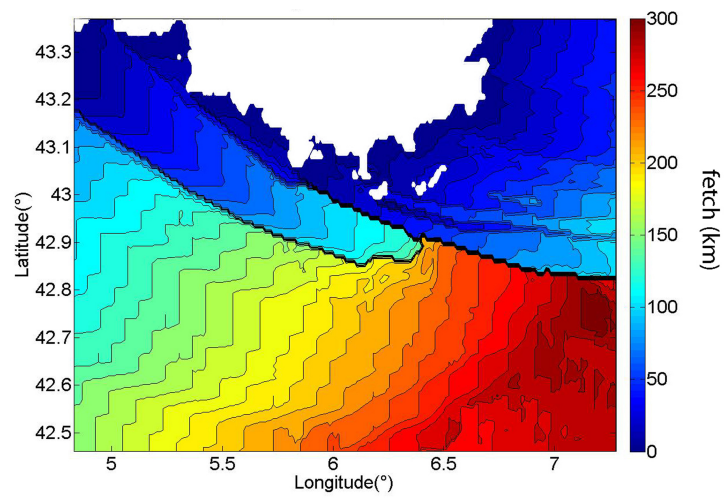
Les particules de  $5\text{ }\mu\text{m}$  (figure 4.11(b)), d'origine majoritairement marine, deviennent plus sensibles à la variation de la vitesse du vent. Ainsi, la discontinuité est moins marquée sauf plus à l'Est où la différence de fetch est très importante. De part et d'autre de celle-ci, le nombre de particules diffèrent en moyenne d'un facteur 4. 30 km au sud ( $42.9^{\circ}; 5.75^{\circ}$ ) du cap Sicié, un facteur 5 est observé.

En ce qui concerne les aérosols de  $10\text{ }\mu\text{m}$  (figure 4.11(c)), l'inhomogénéité spatiale est moins marquée à l'échelle locale (c'est à sur des distance  $\sim 10\text{ km}$ ), par contre elle s'observe à l'échelle régionale ( $\sim 100\text{ km}$ ). Le maximum de concentration s'observe dans la zone où le vent et le fetch sont maximaux. Une zone de discontinuité apparaît toujours à ce niveau. Dans cette zone, les différences de concentrations sont bien présentes. Entre les positions ( $42.65^{\circ}; 7^{\circ}$ ) et ( $43.0^{\circ}; 7^{\circ}$ ) distantes de 50 km; le nombre de particules de  $10\text{ }\mu\text{m}$  est 2 fois plus élevé.





(a) Direction du vent à 500hPa

(b) Vitesse du vent à 20 mètres  $U_{20}$ 

(c) Longueur de fetch X

FIGURE .4.10 – Champs de vents à 500 hPa, Champs de vents à 20 mètres ( $U_{20}$ ) et longueurs de fetch pour le 16/05/2007 à 06H UTC (grille fille)

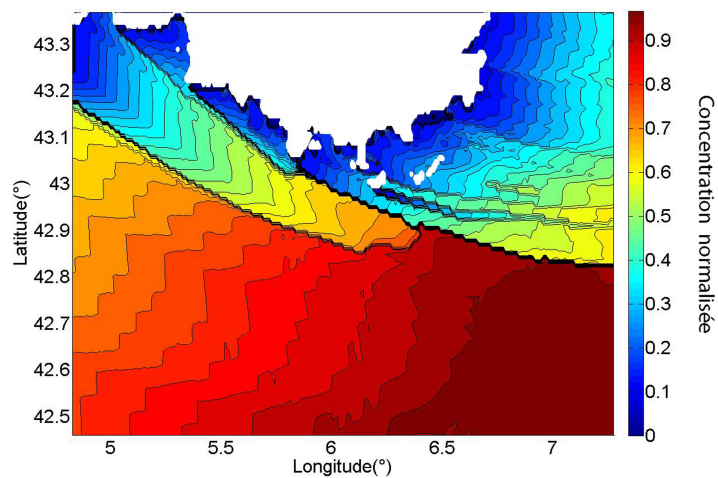
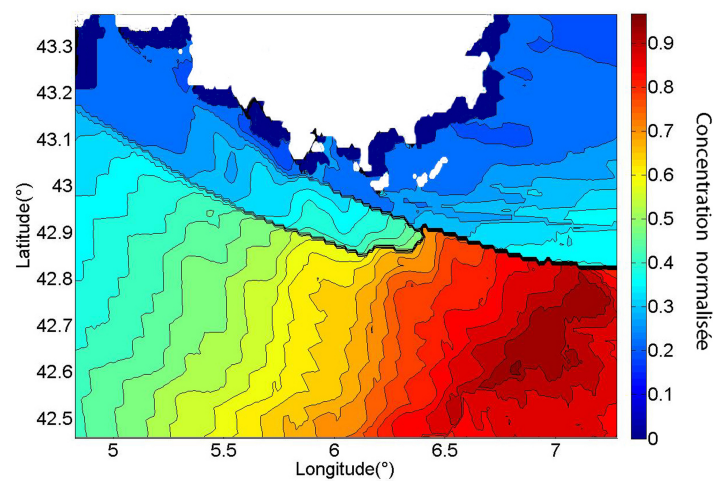
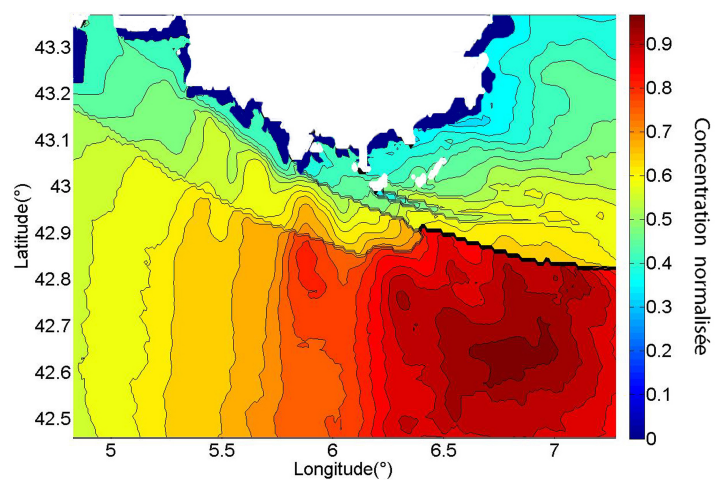
(a)  $D_{80} = 0.5\mu m$ (b)  $D_{80} = 5\mu m$ (c)  $D_{80} = 10\mu m$ 

FIGURE .4.11 – Couvertures spatiales des aérosols de diamètre ( $D_{80}$ ) 0.5, 5, 10  $\mu m$  prédites par le couplage RAMS-Medex le 16/05/2007 à 06H UTC (grille fille)



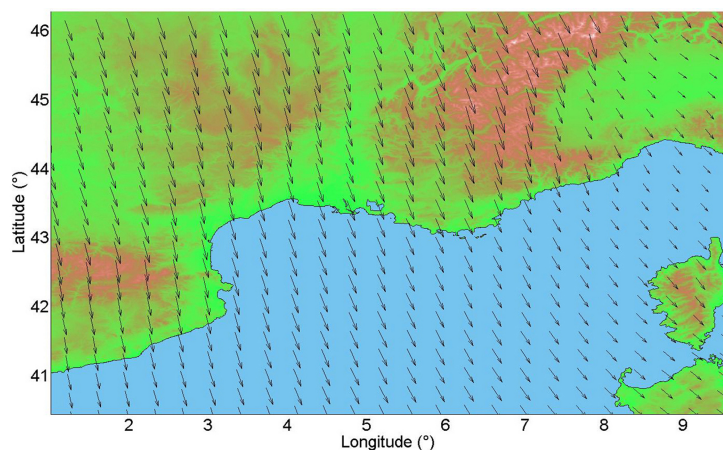
**b/ Cas 2 : Le 16 Mai 2007 18H UTC**

La figure (4.12(b)) présente les résultats obtenus le même jour à 18 h UTC. Tout d'abord, en revenant à la comparaison du vent calculé par RAMS et enregistré à Porquerolles (figure (4.9)), il semble que RAMS sous-estime son intensité de l'ordre de 2 à 3 m/s pour cette plage horaire malgré l'assimilation dans le modèle des données météorologiques mesurées à Porquerolles. Compte tenu de l'étude de sensibilité réalisée sur Medex, les résultats ci-dessous sont sous-estimés et les facteurs d'écarts de concentrations entre deux points géographiques sont certainement plus importants.

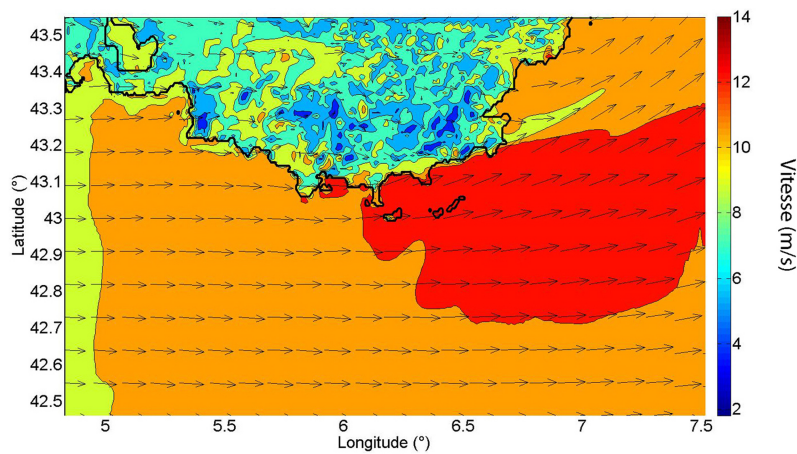
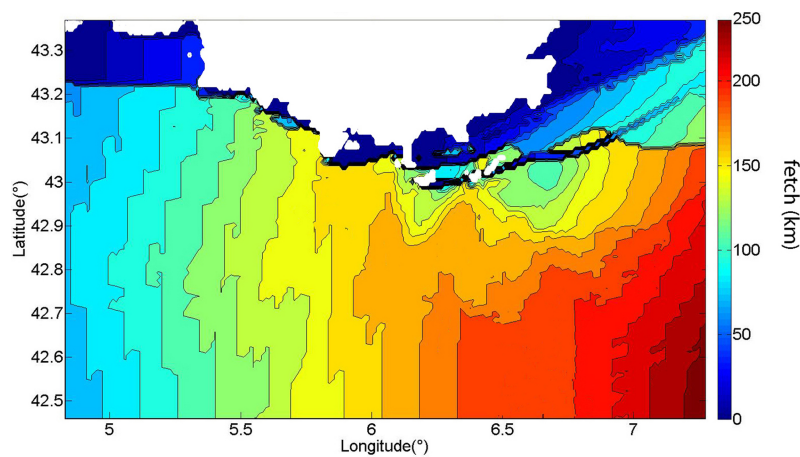
A 18 H UTC le champ du vent à 500hPa (figure 4.12(a)) montre toujours une configuration de type Nord-Ouest pour le maintien du Mistral mais les vents de surface (figure 4.12(b)) au niveau de la région d'étude montrent une orientation Ouest entre Marseille et le Var. Plus à l'Est, le vent suit le trait de côte en prenant une orientation Sud-Ouest. On observe un maximum de vitesse au niveau de la baie de Hyères se prolongeant plus à l'Est et plus au large. L'orientation Ouest du vent permet de retrouver à Porquerolles un fetch d'une centaine de kilomètre et on constate de manière générale une répartition des longueurs de fetch différente du cas où le vent est Nord-Ouest. On observe des fetch courts (<25km) qu'à l'intérieur des baies et à l'Est du golf de Saint Tropez car le vent, en amont, change de trajectoire.

La ligne de discontinuité observée à 06 H UTC n'apparaît pas à 18 H UTC de façon aussi marquée (figure 4.13).

On observe que l'inhomogénéité spatiale des concentrations en aérosols est également présente à deux échelles. Au niveau local, dans la baie de Toulon, le passage abrupt d'une zone abritée par le cap Sicié à une zone directement exposée au Mistral d'Ouest provoque une augmentation du nombre de particules de diamètre  $0.5\ \mu\text{m}$  (figure 4.13(a)) d'un facteur 9, de 3 pour les particules de  $5\ \mu\text{m}$  et de pratiquement 5 pour les particules de  $10\ \mu\text{m}$  (figure 4.13(b)). Au niveau régional, d'Ouest en Est le long de la latitude  $43^\circ$ , la variation du nombre de particules de  $0.5\ \mu\text{m}$  est la moins forte avec au maximum un facteur 2. Elle est plus importante pour les particules de  $5\ \mu\text{m}$  et  $10\ \mu\text{m}$  avec un facteur 5. Dans la région Est, on observe un très fort gradient dans tous les cas. Les concentrations peuvent varier jusqu'à un facteur 9 en moins de 50 kilomètres.



(a) Direction du vent à 500hPa

(b) Vitesse du vent à 20 mètres  $U_{20}$ 

(c) Longueur de fetch

FIGURE .4.12 – Champs de vents à 500 hPa, Champs de vents à 20 mètres et longueurs de fetch pour le 16/05/2007 à 18H UTC (grille fille)

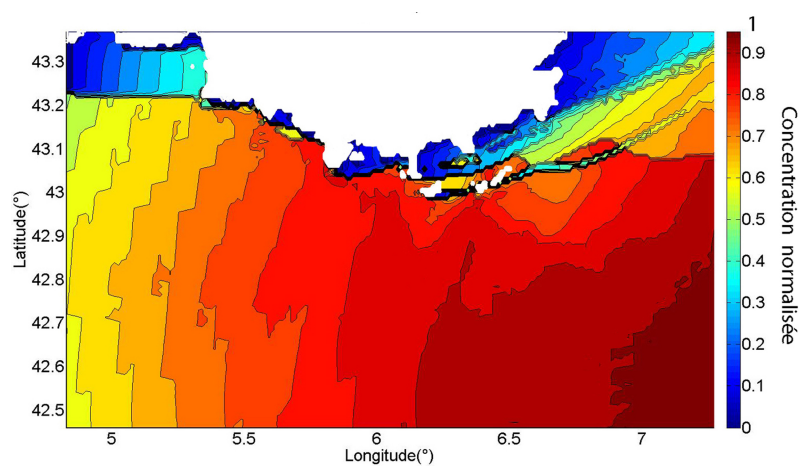
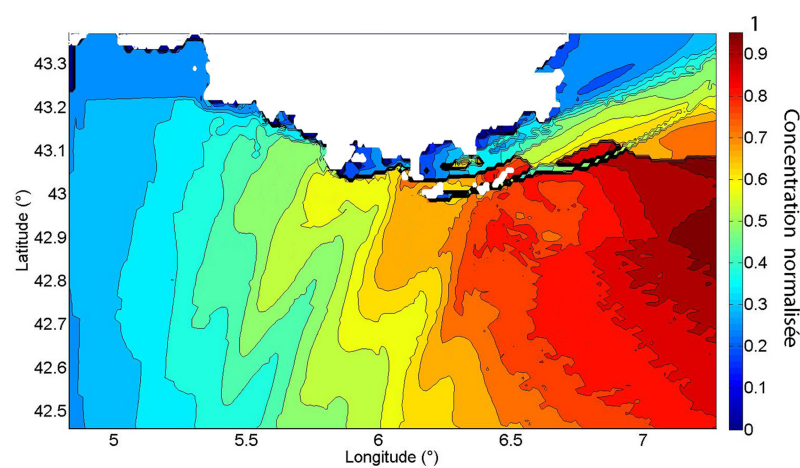
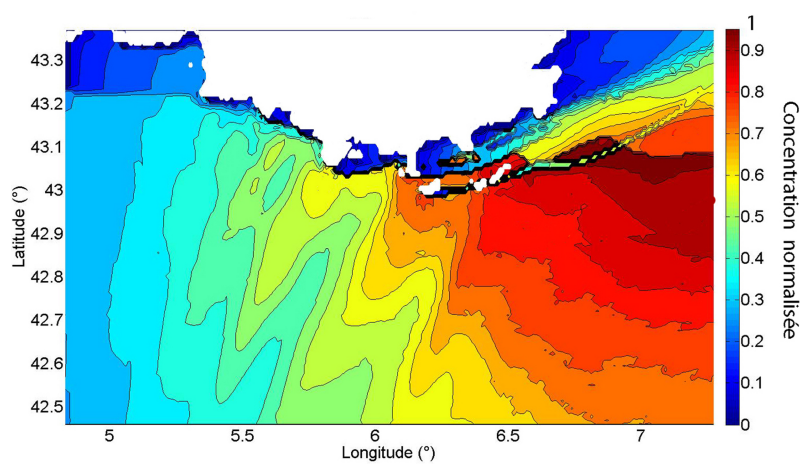
(a)  $D_{80} = 0.5 \mu m$ (b)  $D_{80} = 5 \mu m$ (c)  $D_{80} = 10 \mu m$ 

FIGURE .4.13 – Couvertures spatiales des aérosols de diamètre ( $D_{80}$ ) 0.5, 5, 10  $\mu m$  prédites par le couplage RAMS-Medex le 16/05/2007 à 18H UTC (grille fille)

### c/ Cas 3 :Le 17 Novembre 2000 10H UTC

La simulation restituée par RAMS pour le cas du 17/11/2000 est moins bonne que pour le 16/05/2007 et les données de station du cap Cépet, et de l'Île de Levant ne sont pas disponibles pour cette date.

Dans l'ensemble, la direction du vent est moins bien rendue (figure .4.14). D'abord de  $10^\circ$  jusqu'à 16h UTC, ce qui est acceptable, mais ensuite de  $25^\circ$ . RAMS ne reproduit pas le passage à l'Ouest du vent qui se produit à 18h UTC. Cette erreur aura un impact important sur le calcul du fetch. De plus, RAMS ne reproduit pas l'accélération du vent dans l'après midi, exactement comme pour le cas du 16/05/2007.

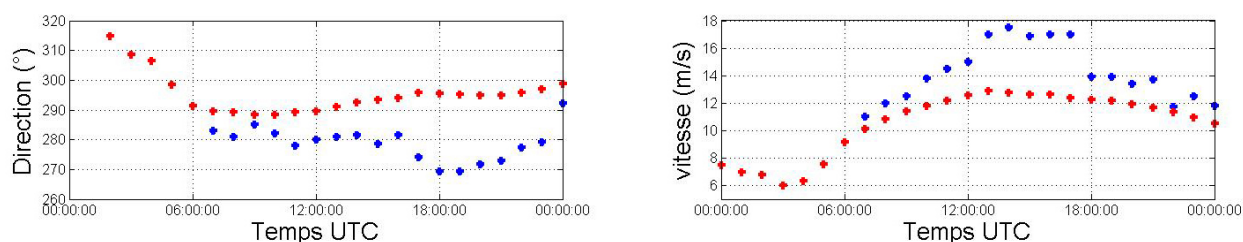


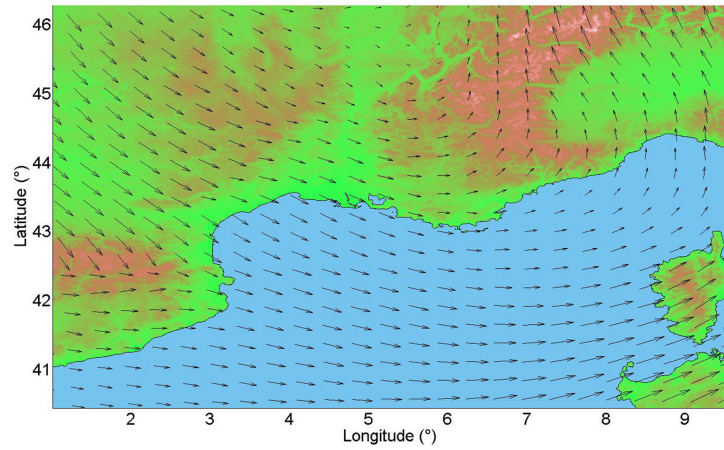
FIGURE .4.14 – Comparaison de la vitesse du vent à 20 m d'altitude et de la direction du vent entre les sorties de RAMS (.) et les valeurs mesurées (.) sur l'île de Porquerolles le 17/11/2000 (grille fille)

L'observation des vents à 500hPa (figure 4.15(a)) le 17/11/2000 à 12 H UTC décrit une configuration synoptique du Mistral de type Ouest (figure (4.15(a))).

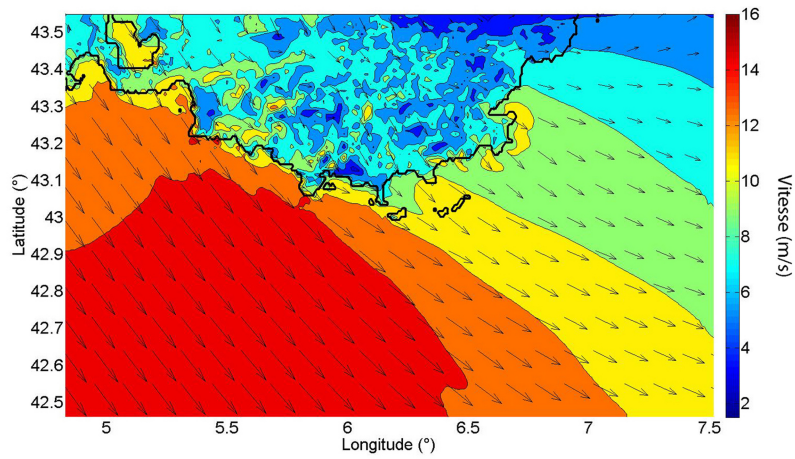
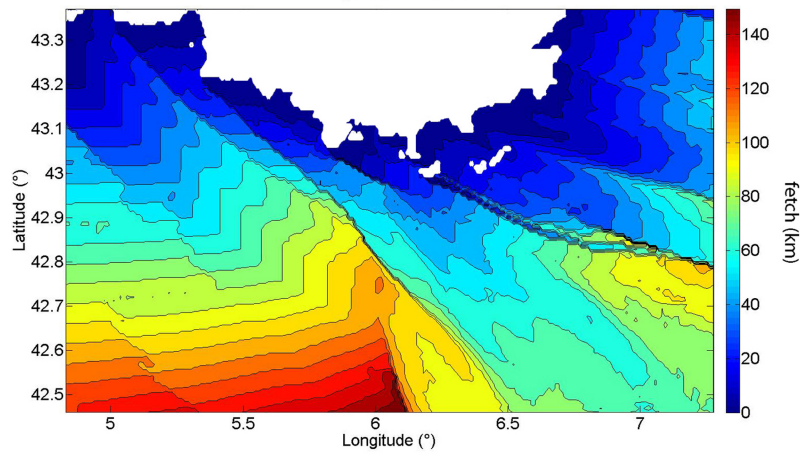
Le champ de vents à 20 mètres (figure 4.15(b)) montre une situation différente de celles détaillées précédemment. Dans ce cas, il apparaît une orientation Nord-Ouest du vent avec une vitesse importante (16m/s), le vent décroît lorsque l'on progresse vers l'Est et prend une orientation Ouest avec une vitesse inférieure à 5m/s.

Dans cette configuration, l'inhomogénéité spatiale des concentrations en nombre à l'échelle locale et régionale pour les aérosols de diamètres 0.5, 5 et 10  $\mu\text{m}$  peut être une fois de plus soulignée (figure .4.16). Dans l'ensemble, on distingue bien la partie Est de la région où le vent décroît en intensité. Les plus forts gradients de concentrations se situent dans la partie Ouest exposée au fort vent de Nord-Ouest. Suivant l'axe de longitude  $6^\circ$  on peut noter des variations de concentrations de facteur 5 sur moins de 25 km.





(a) Direction du vent à 500hPa

(b) Vitesse du vent à 20 mètres  $U_{20}$ 

(c) Longueur de fetch

FIGURE .4.15 – Champs de vents à 500 hPa, Champs de vents à 20 mètres et longueurs de fetch pour le 17/11/2000 à 10H UTC (grille fille)

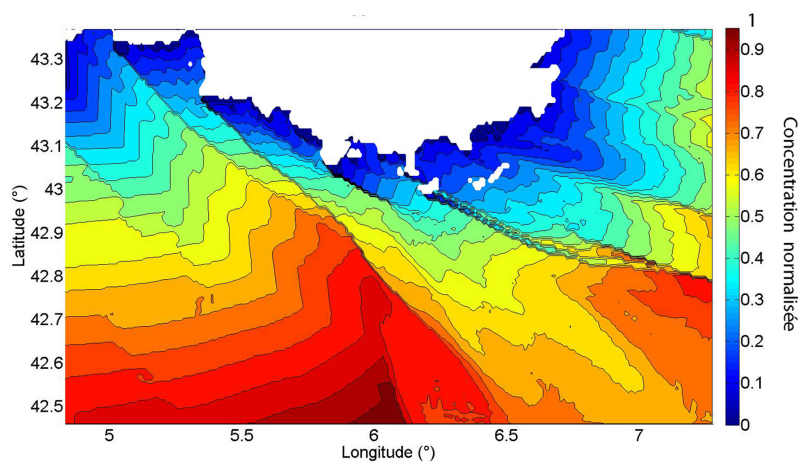
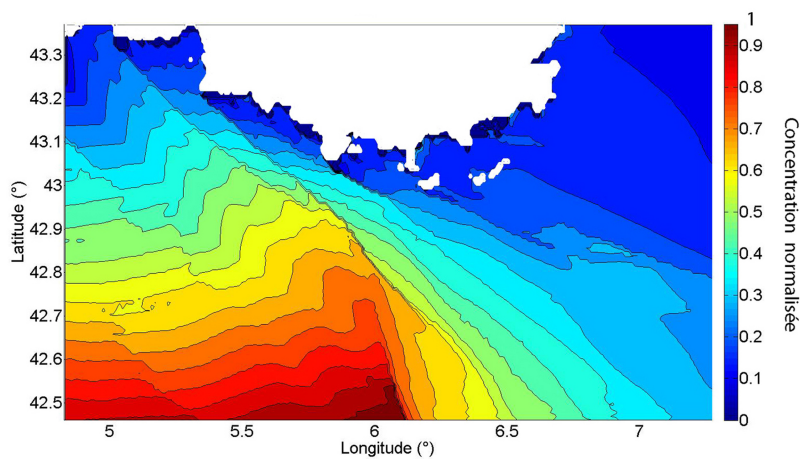
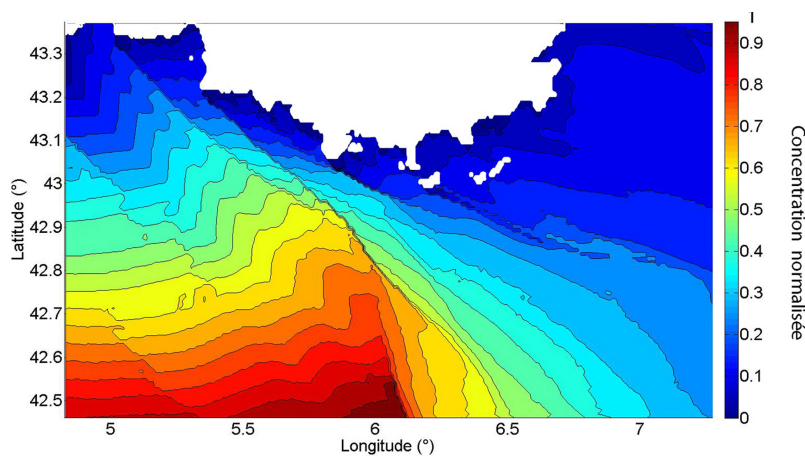
(a)  $D_{80} = 0.5\mu m$ (b)  $D_{80} = 5\mu m$ (c)  $D_{80} = 10\mu m$ 

FIGURE .4.16 – Couvertures spatiales des aérosols de diamètre ( $D_{80}$ ) 0.5, 5, 10  $\mu m$  prédites par le couplage RAMS-Medex le 17/11/2000 à 10H UTC (grille fille)

## 4.6 Validation à Porquerolles à l'aide des mesures granulométriques

L'étude réalisée à l'aide du couplage entre RAMS et Medex a permis de présenter des ouvertures spatiales de concentrations relatives d'aérosols à une altitude de 20 mètres sur une zone s'étendant environ de Marseille à Nice. Notre travail montre que suivant l'orientation du vent, de la topographie de la région et du trait de côte, on peut voir apparaître des écarts importants sur les concentrations et ceci sur des distances relativement faibles.

Cependant, pour le moment, il s'agit encore d'un modèle théorique et il faut donc maintenant vérifier si les prédictions faites grâce à ce couplage sont capables de restituer une bonne estimation des concentrations absolues en un point.

Pour cela, on dispose des données expérimentales recueillies sur l'île de Porquerolles en 2000 ainsi que celles recueillies lors de la campagne de mesures également réalisée sur l'île de Porquerolles en Mai 2007. Les simulations présentées au paragraphe précédent correspondent à des cas pour lesquels les distributions en tailles d'aérosols sont disponibles.

La figure 4.17(a) présente la comparaison entre les concentrations mesurées sur l'île de Porquerolles le 17/11/2000 à 10h UTC et celles fournies par le couplage RAMS-Medex pour la même date. Les résultats montrent un bon accord. Comme on s'y attendait, compte tenu des performances de Medex, l'erreur la plus importante se trouve au niveau des aérosols de taille  $D_{80}=0.21 \mu\text{m}$  avec facteur de 3.5. Ensuite, le modèle surestime en moyenne d'un facteur 2 les concentrations pour lesquelles  $1 \mu\text{m} < D_{80} < 2 \mu\text{m}$ . En ce qui concerne les particules de tailles  $0.5 \mu\text{m}$ ,  $5 \mu\text{m}$  et  $10 \mu\text{m}$ , on observe de très bonnes prédictions.

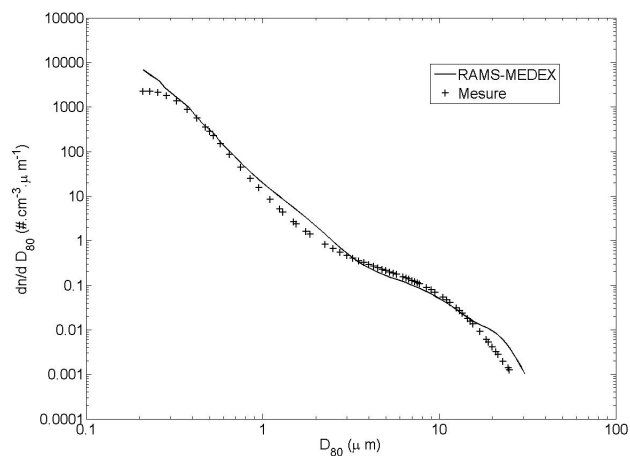
La figure 4.17(b) présente la comparaison entre les concentrations mesurées le 16/05/2007 à 06h UTC et celles données par le couplage. On observe que Medex sous-estime les concentrations en aérosols mesurées. Pour  $D_{80}=0.5 \mu\text{m}$ , on constate un facteur 10 entre les concentrations prédites et celles mesurées. Pour  $D_{80}=1 \mu\text{m}$ ,  $5 \mu\text{m}$  et  $10 \mu\text{m}$  on observe respectivement un facteur 5, 3 et 2. Plus la taille de l'aérosol augmente plus la précision s'améliore.

La figure 4.17(c), pour le cas du 16/05/2007 à 18h UTC, montre également que le couplage RAMS-Medex sous-estime le nombre d'aérosols. Cependant l'erreur est plus faible. Pour les particules de diamètre  $0.5 \mu\text{m}$  l'erreur est d'environ d'un facteur 2.5, d'un facteur 2.6 pour  $D_{80}=1 \mu\text{m}$ , d'un facteur 1.6 pour  $D_{80}=5 \mu\text{m}$  et d'un facteur 3.5 pour  $D_{80}=10 \mu\text{m}$ . Au delà, les concentrations sont fortement surestimées par le couplage.

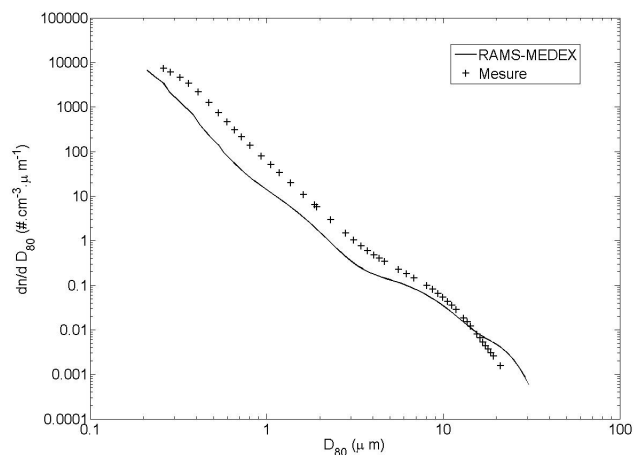
Pour expliquer ces erreurs de prédictions du couplage RAMS-Medex par rapport aux mesures expérimentales, deux hypothèses peuvent être avancées. Soit, elles sont dues aux forçages par RAMS, soit elles sont liées au modèle Medex.

Concernant la première hypothèse, le 16/05 à 06h UTC l'erreur sur  $U_{20}$  n'est que de 0.3 m/s et de 2 m/s pour le 16/05 à 18h UTC. Or, l'étude de sensibilité réalisée sur Medex dans le paragraphe 4.3.3 montre qu'une erreur de 2 m/s sur  $U_{20}$  implique un facteur de 1.75 entre les concentrations prédites pour les particules de  $10 \mu\text{m}$  et un fetch de 100 km. De plus, pour  $D_{80}=0.5 \mu\text{m}$  la vitesse du vent a peu d'impact. De même, une mauvaise estimation du fetch ne peut expliquer de tels écarts. Le forçage par RAMS n'est donc pas l'origine principale des moins bonnes estimations de concentrations en aérosols pour les cas du 16/05/2007.

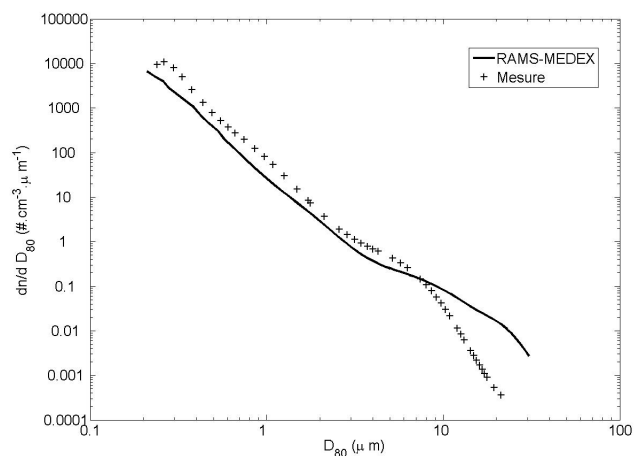
Le modèle Medex a été conçu à partir des mesures expérimentales recueillies lors de la campagne de mesures faite à Porquerolles en 2000. On constate d'ailleurs de bons résultats pour le cas du 17/11/2000. Si RAMS, n'est pas responsable de l'écart observé pour les cas de 2007, il faut donc reconsidérer la paramétrisation de Medex pour des périodes autres que pour lesquelles le modèle a été établi.



(a) 17/11/2000 à 10H UTC



(b) 16/05/2007 à 06H UTC



(c) 16/05/2007 à 18H UTC

FIGURE .4.17 – Comparaison des distributions en aérosols prédites par le Couplage RAMS-Medex et celles mesurées à Porquerolles



## 4.7 Conclusion

Le travail proposé dans ce chapitre a permis de mettre en place le couplage d'un modèle météorologique méso-échelle avec le modèle aérosolaire Medex. Les résultats obtenus ont permis l'obtention de la distribution spatiale des concentrations d'aérosols dans la zone d'étude. On a pu noter une distribution spatiale non-homogène des concentrations qui est principalement due à la proximité des côtes, ceci entraînant la variabilité des longueurs de fetch pour des cas de Mistral où le vent provient de la direction Ouest et Nord-Ouest. Le code Medex a été développé avec pour finalité de fournir aux appareils électro-optiques de la marine une estimation de l'extinction atmosphérique à 20 mètres au dessus de la surface de la mer. Ainsi, l'emploi de RAMS et de Medex dans ce type d'application peut être un apport important combinant les avantages d'un modèle météorologique et la simplicité d'utilisation d'un modèle paramétrique de prédictions de concentrations aérosolaires performant. En particulier, sur une zone limitée, on peut attendre des variations spatiales importantes de l'extinction jusqu'à un facteur 3. Faire l'hypothèse d'une distribution homogène de l'extinction sur une zone donnée peut entraîner une erreur substantielle sur le calcul de la transmission atmosphérique.

Pour ce type d'application, une bonne prédiction des concentrations absolues est également primordiale. Les résultats ont montré que Medex sous-estimait le nombre d'aérosols jusqu'à un facteur 5 dans le cas des données enregistrées en 2007. Il faut donc réaliser des études supplémentaires afin de comprendre l'origine de ces erreurs et de rendre le modèle Medex plus performant.

Le chapitre suivant va donc exposer les travaux réalisés lors de la campagne de mesures de 2007 à Porquerolles et va présenter les modifications à effectuer sur le modèle de prédiction aérosolaire afin d'élargir les possibilités du couplage RAMS-Medex.



## Chapitre 5

# Modélisation paramétrique des concentrations d'aérosols basée sur la campagne de mesures 2007

### 5.1 Introduction

Dans ce chapitre nous réalisons une nouvelle version de Medex (Medex 2007) à partir des données recueillies lors de la campagne de mesures de Porquerolles en Mai 2007. Le but est d'évaluer les performances des modèles paramétriques de ce type et leur capacité à être utilisés pour des périodes différentes de celles pour lesquelles ils ont été créés.

En comparant le modèle original Medex 2000 et la nouvelle version de 2007 issues de deux bases mesures distinctes, on va pouvoir proposer des améliorations possibles afin de rendre le couplage RAMS-Medex plus performant.

## 5.2 Paramétrisation de Medex version 2007

### 5.2.1 Coefficients

Pour établir la version 2007 de Medex j'ai utilisé la méthodologie proposée par [Piazzola et al. \(2003\)](#) afin d'élaborer la version originale de Medex basée sur les mesures de Porquerolles en Novembre 2000.

Pour le modèle aérosolaire Medex 2007, les concentrations en aérosols sont donc toujours données par la somme de 4 fonctions lognormales :

$$\frac{dN(r)}{dr} = \sum_{i=1}^4 \frac{A_i}{f} \cdot \exp[-C_i(\ln(\frac{r}{f \cdot r_{0i}}))^2] \quad (.5.1)$$

où :  $r_{o1} = 0.03\mu m$  ,  $r_{o2} = 0.24\mu m$  ,  $r_{o3} = 2\mu m$ ,  $r_{o4} = 10\mu m$ .

Les coefficients  $A_i$  sont obtenus en effectuant la régression linéaire du logarithme du nombre d'aérosols en fonction de la vitesse du vent  $U_{20}$  :

$$\text{Log}(N) = \alpha U_{20} + N_0 \quad (.5.2)$$

Ensuite les coefficients  $\alpha$  et  $N_0$  sont écrits comme une fonction linéaire du logarithme du fetch (X) :

$$\alpha = \alpha_1 \ln X + \alpha_2 \quad (.5.3)$$

$$N_0 = N_{01} \ln X + N_{02} \quad (.5.4)$$

Cette méthode permet de paramétrer les coefficients  $A_2$ ,  $A_3$  et  $A_4$ , par contre le coefficient  $A_1$  est uniquement écrit comme une fonction linéaire décroissante du fetch. Ce coefficient représente la composante continentale des aérosols. Ainsi plus on s'éloigne de la côte (c'est à dire plus le fetch est grand), plus le nombre de particules diminue. Les coefficients  $C_i$  sont écrits en fonction du fetch.

Au final, les coefficients de Medex 2007 obtenus à partir des mesures effectuées lors de la campagne de mesure de Mai 2007 sont présentés ci-après :

$$A_1 = -60500 \ln X + 784760 \quad (.5.5)$$

$$A_2 = 10^{((0.01350 \ln X - 0.1450)U - 0.3019 \ln X + 5.3225)} \quad (.5.6)$$

$$A_3 = 10^{((0.0484 \ln X - 0.4788)U - 0.5064 \ln X + 4.303)} \quad (.5.7)$$

$$A_4 = 10^{((0.01 \ln X - 0.0581)U + 0.115 \ln X - 4.0903)} \quad (.5.8)$$

$$C_1 = -0.16 \ln X + 2.80 \quad (.5.9)$$

$$C_2 = -0.148 \ln X + 2.883 \quad (.5.10)$$

$$C_3 = -0.295 \ln X + 4.55 \quad (.5.11)$$

$$C_4 = 10 \quad (.5.12)$$

### 5.2.2 Résultats

La figure .5.1 présente les distributions en aérosols données par le nouveau modèle. Pour l'analyse physique de ces résultats, il est important de distinguer les particules pour lesquelles  $D_{80} < 1 \mu m$  et les particules pour lesquelles  $D_{80} > 1 \mu m$  pour la simple raison que les caractéristiques physiques, l'origine des particules et les processus de transport et de génération

vont être différents suivant la taille des aérosols. Pour  $D_{80} < 1 \mu\text{m}$ , les aérosols présents en milieu côtier sont un mélange à la fois de particules continentales advectées depuis la côte et de particules d'origine marine générées par le déferlement des vagues. Pour ces particules, les processus de dispersion par la turbulence liée au vent et au transport dans la CLAM auront une influence cruciale. Pour  $D_{80} > 1 \mu\text{m}$ , on s'attend à une composante marine très majoritaire, la génération par les vagues aura donc un impact important sur les concentrations en aérosols.

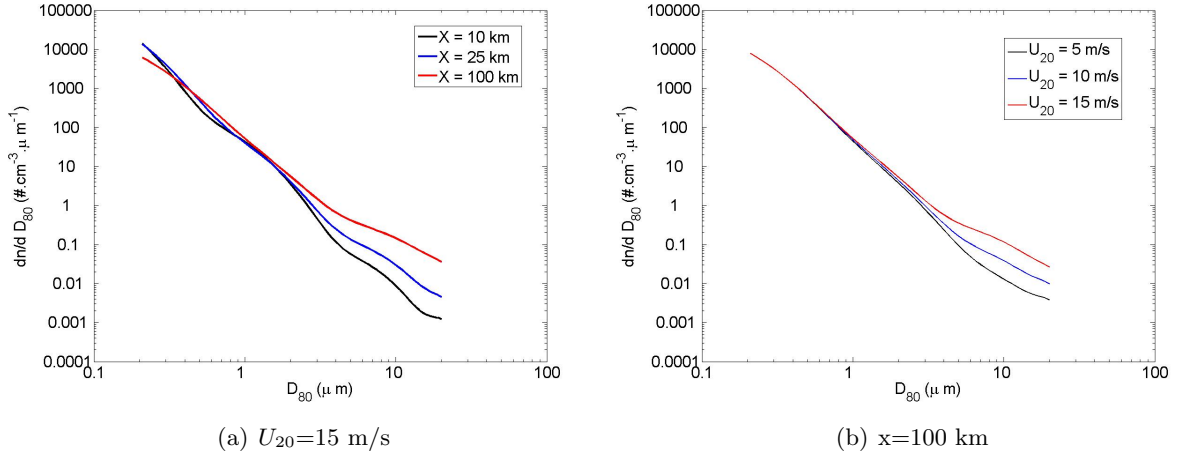


FIGURE 5.1 – Concentrations en aérosols données par le modèle aérosolaire Medex 2007

La figure 5.1(a) présente les prédictions de Medex 2007 pour  $U_{20} = 15 \text{ m/s}$  et pour les fetch de 10 km, 25 km, 100 km. Pour  $0.2 \mu\text{m} < D_{80} < 1 \mu\text{m}$ , on observe que le nombre de particules augmente entre les fetch de 10 km et 25 km. Lorsque le fetch augmente, la hauteur des vagues croît et le déferlement augmente. Ainsi, pour  $X = 25 \text{ km}$  le nombre d'aérosols est plus important que pour un fetch de 10 km car aux particules d'origine continentale vient s'ajouter plus d'aérosols marins. Pour un fetch de 100 km, on observe que le nombre de particules diminue pour  $D_{80} < 0.5 \mu\text{m}$ . Cette diminution est associée à la dispersion des particules continentales avec le fetch. Par contre, le modèle prédit une augmentation des concentrations en aérosols pour  $0.5 \mu\text{m} < D_{80} < 1 \mu\text{m}$  ce qui signifie bien l'augmentation du nombre d'aérosols marins avec le fetch et donc avec la croissance du champ de vagues.

Pour  $D_{80} > 1 \mu\text{m}$ , le modèle prévoit l'augmentation des concentrations avec le fetch. Celle-ci, est plus importante lorsque la taille des particules augmente. Pour  $D_{80} = 2 \mu\text{m}$  et  $X = 100 \text{ km}$  le nombre de particules est 2.5 fois supérieur que pour  $X = 10 \text{ km}$ , 5 fois supérieur pour  $D_{80} = 5 \mu\text{m}$  et 10 fois supérieur pour  $D_{80} = 10 \mu\text{m}$ . Ceci indique que plus le fetch augmente plus le déferlement est important et plus le flux de grosses particules augmente.

La figure 5.1(b) présente les prédictions de Medex 2007 pour un fetch de 100 km et pour les vitesses de vent à 20 mètres  $U_{20} = 5 \text{ m/s}$ ,  $10 \text{ m/s}$  et  $15 \text{ m/s}$ . Pour  $D_{80} < 1 \mu\text{m}$ , le modèle ne prévoit pas d'augmentation significative du nombre d'aérosols avec l'augmentation de la vitesse du vent. Pourtant, lorsque le vent croît en intensité on s'attend également à la croissance des vagues et donc à la production de plus de particules marines. D'un autre côté, plus le vent s'intensifie plus les processus de mélange turbulent dans la CLAM sont importants, donc plus la dispersion des particules est importante. Il semble donc que le modèle prévoit un équilibre pour les particules submicroniques entre la génération et la dispersion des aérosols dans la CLAM.

Pour  $D_{80} > 1 \mu\text{m}$ , le modèle montre que le nombre de particules augmente de manière significative avec la vitesse du vent. On observe également que cette augmentation est plus importante lorsque la taille des aérosols augmente. Pour  $D_{80} = 2 \mu\text{m}$  et  $U_{20} = 15 \text{ m/s}$ , le nombre d'aérosols est 1.5 fois supérieur que pour  $U_{20} = 10 \text{ m/s}$ . Pour  $D_{80} = 5 \mu\text{m}$  il est 2 fois supérieur et de 2.5 fois

supérieur pour  $D_{80} = 10 \mu\text{m}$ .

### 5.3 Comparaison de Medex 2007 et 2000

Dans le chapitre sur le couplage entre RAMS et Medex 2000, on a vu que les prédictions sous-estimaient en moyenne d'un facteur 5 les concentrations en aérosols pour les cas de Mistral de 2007. Par contre dans l'étude menée sur les mesures de la campagne de Novembre 2000 (paragraphe 4.3.2 et paragraphe 4.5.3.c), les résultats montraient un bon accord avec un facteur de performance de 3.56 pour  $D_{80} = 0.2 \mu\text{m}$ .

Les mesures granulométriques recueillies lors de la campagne de mesure de Porquerolles 2007 nous ayant permis d'établir une nouvelle paramétrisation de Medex, nous proposons de voir dans ce paragraphe quelles sont les différences qui existent entre le modèle Medex 2000 et le modèle Medex 2007 et expliquer, si possible, la variabilité des résultats constatés.

#### 5.3.1 Influence du fetch sur les coefficients

La figure 5.2 compare l'évolution des coefficients d'amplitude  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $A_3$  et  $A_4$  des différents modèles en fonction du fetch. Cette étude a été menée pour deux vitesses de vent  $U_{20} = 10 \text{ m/s}$  et  $U_{20} = 15 \text{ m/s}$ .

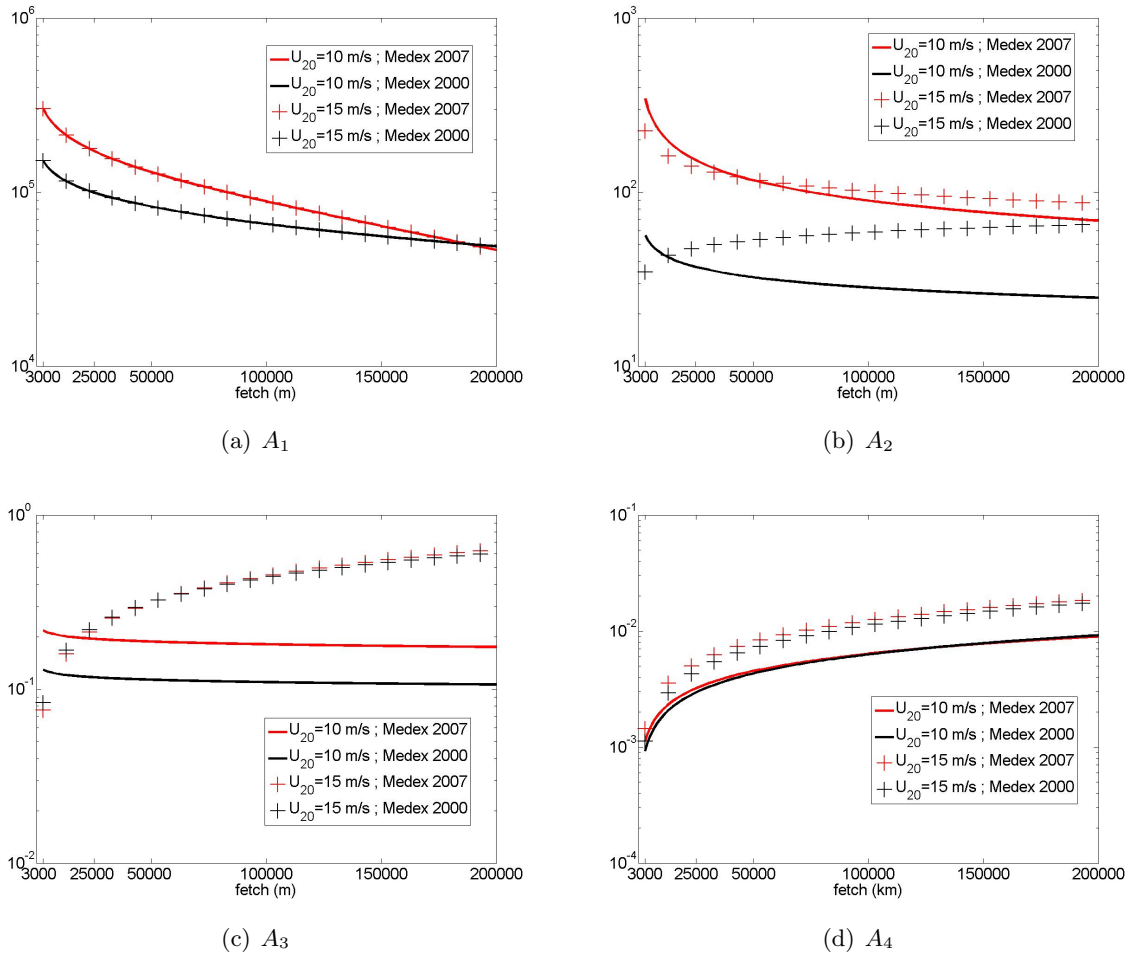


FIGURE 5.2 – Evolution des coefficients de Medex 2000 et Medex 2007 suivant le fetch

Pour le coefficient  $A_1$  (figure 5.2(a)) qui permet de représenter les aérosols non-marins, on observe que les valeurs prises par Medex 2007 sont supérieures à celles prises par Medex 2000. Cependant, lorsque le fetch tend vers 200 km les deux modèles convergent l'un vers l'autre. Comme  $A_1$  ne dépend pas de  $U_{20}$ , on n'est pas surpris de ne pas voir de différence pour 10 m/s et 15 m/s. Les deux modèles prédisent la décroissance des petites particules avec le fetch, mais le modèle 2007 compte plus de particules. Ce coefficient modélise la dispersion des particules continentales avec le fetch.

Pour le Coefficient  $A_2$  (figure 5.2(b)), on observe des différences plus marquées entre les deux modèles. Pour  $U_{20}=10$  m/s, on observe la décroissance du coefficient avec le fetch.  $A_2$  est le coefficient d'amplitude de la fonction lognormale centrée sur le diamètre modal  $0.48 \mu\text{m}$ . Ce mode représente les concentrations d'origine mixte. Si  $A_2$  décroît avec le fetch c'est que les modèles prévoient que la génération de particules marines par le déferlement est minoritaire par rapport à la dispersion des particules et donc les concentrations diminuent. Cependant, entre les deux modèles on observe comme pour  $A_1$  que Medex 2007 modélise en moyenne 3 fois plus de particules que Medex 2000. Pour  $U_{20}=15$  m/s, on observe que l'évolution de  $A_2$  change pour les deux modèles. Pour Medex 2000, le coefficient croît avec le fetch indiquant que la génération d'aérosols marins est majoritaire et augmente avec le fetch. Pour Medex 2007, l'évolution de  $A_2$  est tout autre. On observe toujours la décroissance de  $A_2$  avec le fetch mais moins rapidement que pour  $U_{20}=10$  m/s. Le modèle Medex 2007 montre que les particules autour de  $0.5 \mu\text{m}$  tendent à être dispersées dans la CLAM avec le fetch mais la génération d'aérosols marins en plus grand nombre à cause du vent fort compense cette diminution. En plus de cette différence dans l'évolution de  $A_2$  entre les deux modèles, on observe encore que pour  $U_{20}=15$  m/s Medex 2007 prédit plus de particules.

Le coefficient  $A_3$  (figure 5.2(c)) permet de modéliser majoritairement la composante marine des aérosols générés par le déferlement des vagues. Pour  $U_{10}=10$  m/s, on observe pour les deux modèles la décroissance du coefficient avec le fetch et principalement entre  $X=3$  km et  $X=25$  km indiquant la dispersion rapide des particules non-marines après le passage de la transition terre/mer. Ensuite,  $A_3$  continue de diminuer mais avec une pente très faible. On observe encore que Medex 2007 prédit plus de particules que Medex 2000. Pour  $U_{20}=15$  m/s, les deux modèles donnent quasiment les mêmes résultats. Ils prévoient l'augmentation rapide des particules entre  $X=3$  km et  $X=50$  km. Ensuite, l'augmentation de  $A_3$  est plus faible. A travers le fetch, il y a la notion de développement de champs de vagues et donc de déferlement. Plus le fetch est court plus les vagues sont dites "jeunes", plus le fetch est long plus les vagues sont "vieilles". L'augmentation rapide de  $A_3$  pour les fetch courts indiquerait que la production d'aérosols marins est plus importante pour les vagues jeunes que pour les vagues vieilles. Or, on a vu dans le premier chapitre que l'étude de l'évolution du déferlement avec le fetch fait encore l'objet de controverse. Plusieurs travaux montrent que la couverture de Whitecap tend plutôt à diminuer avec le fetch.

Pour  $A_4$  (figure 5.2(d)) qui permet de modéliser les plus gros aérosols générés par le déferlement, les deux modèles donnent des résultats équivalents. Ils montrent, que ce soit pour  $U_{20}=10$  m/s et  $U_{20}=15$  m/s, la croissance rapide de  $A_4$  pour les premiers fetch puis une diminution de la pente indiquant une augmentation moins rapide. Le modèle Medex 2007 ne prévoit pas la production d'un nombre supérieur de particules.

### 5.3.2 Influence de la vitesse du vent sur les coefficients

Dans ce paragraphe, on réalise le même type d'étude comparative entre les coefficients de Medex 2000 et Medex 2007 en faisant varier  $U_{20}$  pour les fetch de 25 km et 100 km. Ces fetch ont été choisis car représentatifs des fetch observés à Porquerolles lors d'épisodes de Mistral. Les résultats sont restitués dans la figure 5.3.

Pour  $A_1$  (figure 5.3(a)), le vent n'influence pas l'évolution du coefficient, les valeurs données par Medex 2007 sont supérieures quel que soit le fetch.

Pour  $A_2$  (figure 5.3(b)), on observe des résultats opposés à fetch courts entre les modèles. Lorsque  $X=25$  km,  $A_2$  augmente avec la vitesse du vent. Ceci indique que Medex 2000 prédit l'augmentation de particules marines. L'augmentation de la vitesse du vent entraînant l'augmentation de la couverture moutonneuse d'où sont générées les aérosols marins. Pour Medex 2007,  $A_2$  diminue avec la vitesse vent. Le fait que  $A_2$  évolue de cette manière indique qu'à courts fetch les particules sont dispersées dans la CLAM via la turbulence mécanique. Cependant, pour  $X=100$  km, on observe bien pour les deux modèles l'augmentation de  $A_2$  avec  $U_{20}$ .

Pour  $A_3$  (figure 5.3(c)), on observe sa croissance en fonction du coefficient  $U_{20}$  quel que soit le fetch. Medex 2007 prédit plus de particules à faibles vents mais  $A_3$  augmente moins rapidement que dans Medex 2000.

Concernant  $A_4$ , les deux modèles donnent des résultats similaires bien que le coefficient augmente légèrement plus rapidement pour Medex 2007 que pour Medex 2000.

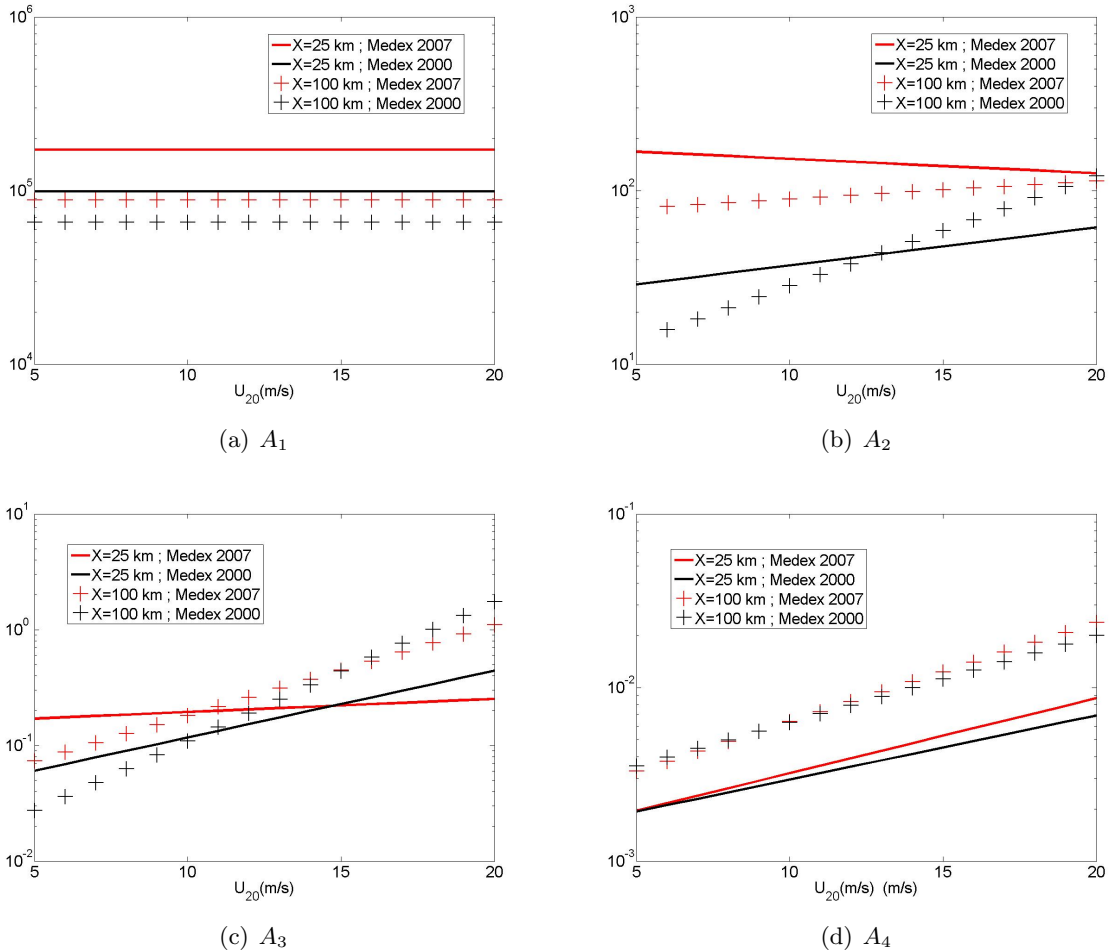


FIGURE 5.3 – Evolution des coefficients de Medex 2000 et Medex 2007 suivant la vitesse du vent  $U_{20}$

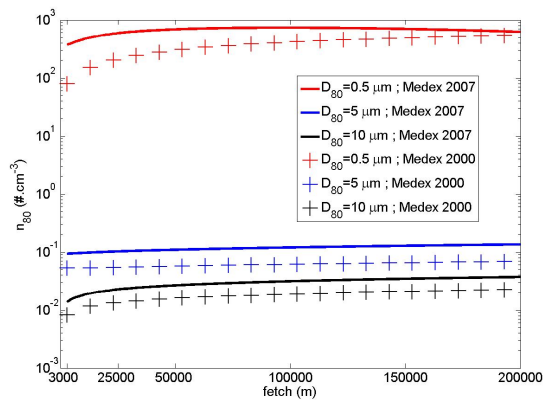
### 5.3.3 Comparaison des concentrations en aérosols

Dans les paragraphes qui précèdent, on a vu que les coefficients de Medex 2000 et Medex 2007 donnaient des résultats différents. La figure 5.4 permet de visualiser l'impact des changements

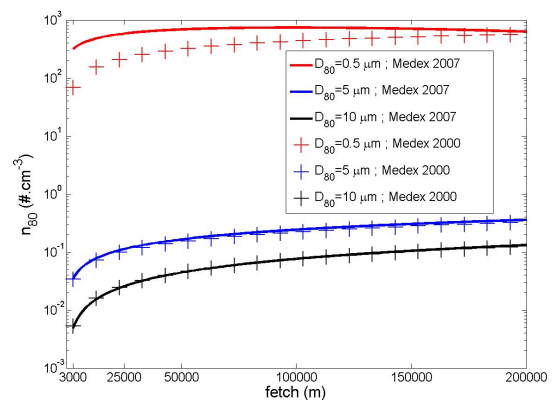


des coefficients sur la prédiction des concentrations en aérosols.

La figure 5.4(a) présente l'évolution avec le fetch des concentrations des aérosols de taille 0.5  $\mu\text{m}$ , 5  $\mu\text{m}$  et 10  $\mu\text{m}$  pour  $U_{20}=10$  m/s pour les deux modèles. On observe que Medex 2007 prédit comme Medex 2000 une augmentation du nombre d'aérosols quelle que soit la taille de la particule. Cependant, Medex 2007 donne plus d'aérosols que Medex 2000. Pour  $X=25$  km on observe un facteur 5 pour  $D_{80}=0.5$   $\mu\text{m}$  et un facteur 2 pour  $D_{80}=5$   $\mu\text{m}$  et 10  $\mu\text{m}$ . Pour  $X=100$  km, l'écart diminue, on observe un facteur 2.3 pour  $D_{80}=0.5$   $\mu\text{m}$ , un facteur 2 pour  $D_{80}=5$   $\mu\text{m}$  et un facteur 1.5 pour  $D_{80}=10$   $\mu\text{m}$ .



(a)  $U_{20}=10$  m/s



(b)  $U_{20}=15$  m/s

FIGURE 5.4 – Evolution des concentrations en aérosols suivant le fetch donné par Medex 2000 et Medex 2007

La figure 5.4(a) présente le même type d'étude mais pour  $U_{20}=15$  m/s. On observe toujours Medex 2007 prédit plus de particules pour  $D_{80}=0.5$   $\mu\text{m}$  avec un facteur 3 pour  $X=25$  km et un facteur 2 pour  $X=100$  km. Par contre, Medex 2000 et Medex 2007 donnent des résultats similaires pour  $D_{80}=5$   $\mu\text{m}$  et  $D_{80}=10$   $\mu\text{m}$ .

### 5.3.4 Synthèse

L'utilisation des données de mesures de Porquerolles 2007 ont permis d'élaborer une nouvelle paramétrisation pour Medex. La comparaison de ce modèle avec la version originale établie en Novembre 2000 sur le même site de mesure permet de faire plusieurs remarques :

- Pour des vents modérés, Medex 2007 prédit des concentrations en aérosols plus importantes essentiellement pour les particules submicroniques. Plus le fetch augmente plus l'écart entre les deux modèles se réduit.
- Pour des vents forts, Medex 2007 prédit toujours plus de particules submicroniques par rapport à Medex 2000. Par contre, pour les particules supermicroniques, les deux modèles présentent des résultats similaires.

Pour expliquer ces différences de comportement entre les deux versions du modèle une hypothèse possible est la variabilité saisonnière des concentrations en aérosols. La campagne de mesures menée en 2000 et 2001 s'étant déroulée en période hivernale de Novembre à Janvier, celle de 2007 s'étant déroulée en Mai au printemps. Il apparaît sur les résultats obtenus que la différence de saison a un impact conséquent sur les distributions en aérosols. Yoon *et al.* (2007) et O'Dowd *et al.* (2008) ont également observé dans l'Atlantique Nord une variation saisonnière des concentrations en masses du mode accumulation et grossier avec un maximum en été. Ces différences de comportement en partie dû à l'activité biologique en surface : Au printemps, le soleil chauffe

les eaux de surface de l'océan, ce qui les rend moins denses. Il y trouve de la lumière et des nutriments en abondance, les nutriments étant remontés des eaux profondes pendant l'hiver. Ces conditions sont idéales pour la croissance du phytoplancton. On observe alors des augmentations rapides de la quantité de phytoplancton, qu'on appelle le bloom de printemps. Or le DMS est émis par le phytoplancton. Par ailleurs, en été, Yoon *et al.* (2007) observent une augmentation de la contribution des composés organiques carbonés. Au total, l'augmentation pour le mode submicronique est estimée à 20% à 25%. De plus, Sellegri *et al.* (2006) constate également que la modification de la composition chimique de l'eau en surface ainsi que le changement de température de surface provoquent l'augmentation de la taille du rayon modal des particules générées par le bubble bursting, ceci provoquant la translation du spectre granulométrique vers les tailles supérieures. En novembre, la température de la mer est d'environ 13°C alors qu'elle est de plus de 16°C en Mai. La figure .5.5 représente la variation du flux d'aérosols marins suivant la température et suivant la fonction source établie par Martensson *et al.* (2003). On observe clairement une augmentation du flux interfacial de particules marines pour une température plus élevée.

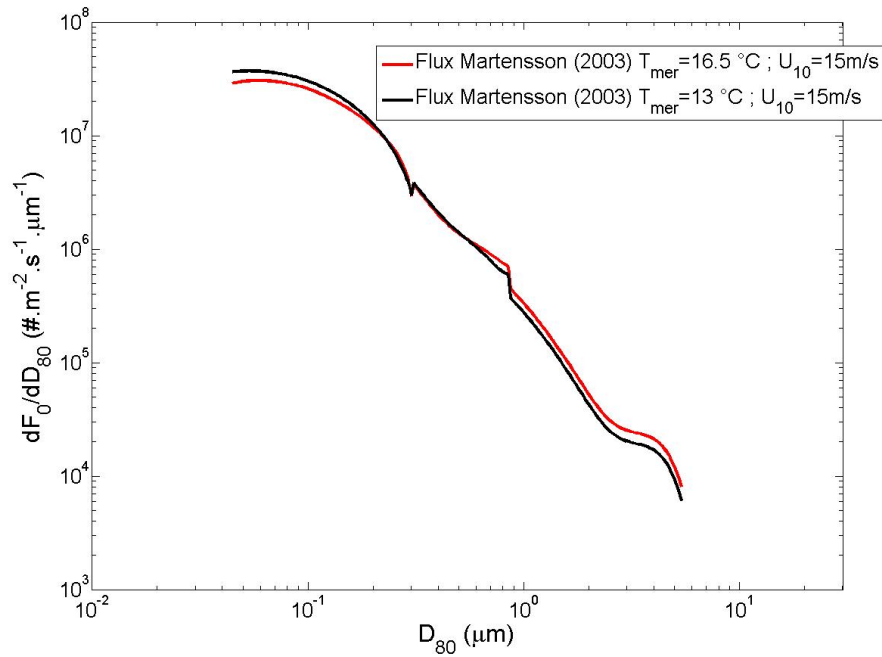


FIGURE .5.5 – Flux interfacial ( $f_{int}$ ) de Martensson *et al.* (2003) pour une vitesse de vent  $U_{10} = 15 \text{ m/s}$  et pour une température de surface  $T_{mer} = 13^\circ \text{C}$  et  $T_{mer} = 16.5^\circ \text{C}$

Une autre hypothèse permettant d'expliquer les différences de concentrations est liée aux bases de données qui ont servi pour établir les régressions linéaires. La figure .5.6 présente le nombre de données par fetch utilisé pour établir Medex 2000 et Medex 2007. On constate qu'il n'y a pas de différence significative que ce soit pour  $X = 25 \text{ km}$  et  $X = 100 \text{ km}$ , le plus gros écart se situant pour les fetch courts. Cependant, si on s'intéresse aux vitesses de vents lors des deux campagnes de mesures (figure .5.7), on constate que par fetch long le vent était plus fort en 2007 qu'en 2000. Il est donc possible que les régressions pour Medex 2007 soient biaisées par l'existence d'une atmosphère initialement plus chargée en aérosols ( $N_0$  plus grand) induisant des concentrations plus importantes.

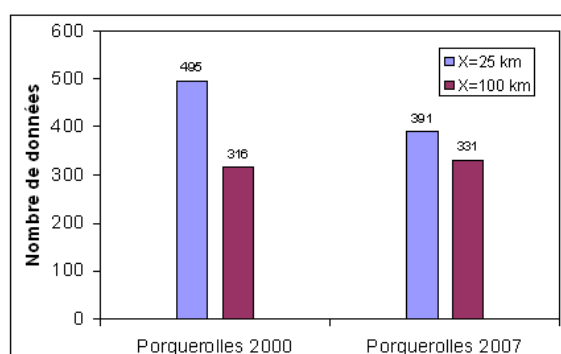


FIGURE .5.6 – Histogramme présentant le nombre de données utilisé pour les calculs des coefficients de Medex 2000 et Medex 2007

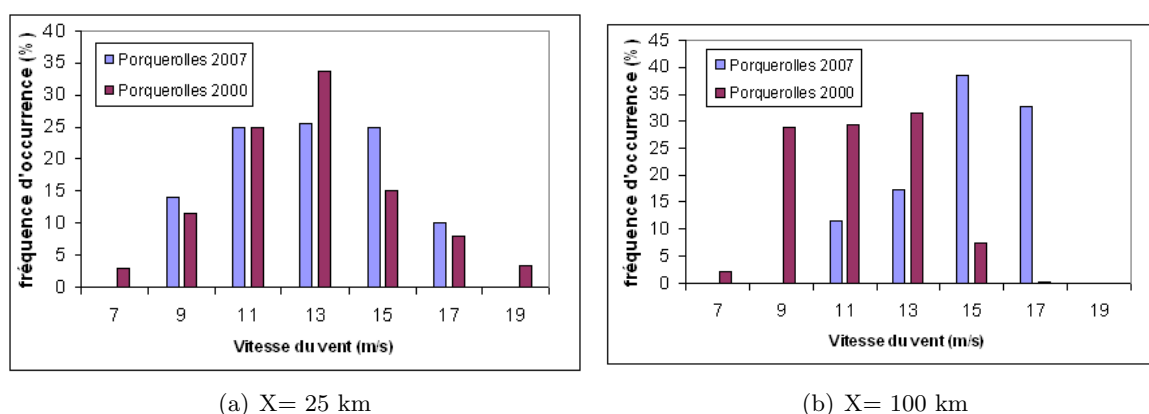


FIGURE .5.7 – Histogramme de fréquences d'occurrence de vitesses de vent pour la campagne de mesure de Porquerolles 2000 et Porquerolles 2007

## 5.4 Comparaison avec les mesures de Porquerolles 2007

### 5.4.1 Performances

Dans les tableaux (.5.1) et (.5.2) apparaissent les facteurs de performance obtenus en comparant les distributions mesurées lors de la campagne 2007 et les distributions prédites par Medex dans sa version d'origine. Pour les fetch courts, les performances de Medex 2000 sont faibles pour les particules submicroniques de  $0.21 \mu\text{m}$  et  $0.5 \mu\text{m}$  avec un facteur de performance de 6.14 et 5.48. Par contre, les prédictions sont satisfaisantes pour les particules supermicroniques de  $5 \mu\text{m}$ ,  $10 \mu\text{m}$  et  $15 \mu\text{m}$  avec des performances de 2, 1.57 et 2.03.

$D_{80} (\mu\text{m})$	0.21	0.5	5	10	15
$F_{max}$	6.14	5.48	2	1.57	2.03

TABLE .5.1 – Facteurs de performance maximale pour les fetch courts ( $\sim 25 \text{ km}$ ) et un intervalle de confiance de 68%, donnés par Medex version (2000) par rapport aux données mesurées en 2007

Pour les fetch longs, Medex 2000 s'avère plus précis pour les particules dont  $D_{80} < 10 \mu\text{m}$ . Cependant, au delà de  $10 \mu\text{m}$  le modèle modélise mal les concentrations avec un facteur 12 pour les particules de  $15 \mu\text{m}$ .

Les tableaux .5.3 et .5.4 présentent les performances de Medex 2007 par rapport aux données

$D_{80} (\mu m)$	0.21	0.5	5	10	15
$F_{max}$	3.46	3.64	1.51	3.68	12

TABLE .5.2 – Facteurs de performance maximale pour les fetch longs ( $\sim 100$  km) et un intervalle de confiance de 68%, donnés par Medex version (2000) par rapport aux données mesurées en 2007

recueillies durant la campagne de mesures de Porquerolles 2007. Pour  $X=25$  km, on observe que le modèle présente des résultats bien meilleurs principalement pour les particules submicroniques. Pour  $D_{80}=0.21 \mu m$  et  $D_{80}=0.5 \mu m$ , on observe un facteur de performance de 1.48 et de 1.58. Pour les particules supermicroniques les performances sont également améliorées sauf pour  $D_{80}=15 \mu m$  où le modèle de 2000 possède un facteur 2 et le modèle 2007 un facteur 2.41.

$D_{80} (\mu m)$	0.21	0.5	5	10	15
$F_{max}$	1.48	1.58	1.58	1.65	2.41

TABLE .5.3 – Facteurs de performance maximale pour les fetch courts ( $\sim 25$  km) et un intervalle de confiance de 68%, donnés par Medex version (2007) par rapport aux données mesurées en 2007

Pour  $X=100$  km, on observe que les performances sont également améliorées par rapport à Medex 2000 pour les particules de  $0.21 \mu m$ ,  $0.5 \mu m$  et  $5 \mu m$ . Cependant, pour  $D_{80} > 10 \mu m$  la précision diminue de manière conséquente atteignant un facteur 12.25 pour les aérosols de  $15 \mu m$ .

$D_{80} (\mu m)$	0.21	0.5	5	10	15
$F_{max}$	1.72	1.65	1.41	3.69	12.25

TABLE .5.4 – Facteurs de performance maximal pour les fetch longs ( $\sim 100$  km) et un intervalle de confiance de 68%, donné par Medex version (2007) par rapport aux données mesurées en 2007

La figure .5.8 présente les distributions en aérosols mesurées pour un fetch de 25 km et 100 km avec les prédictions données par les modèles Medex 2000, Medex 2007 et Inisheer. Le modèle Inisheer a été développé par [Piazzola et al. \(2000\)](#) à partir de mesures réalisées en septembre 1994 et en août-septembre 1995 sur l'île Inisheer située dans la baie de Galway en Irlande. Ce modèle est construit de la même manière que Medex à la différence qu'il ne possède pas de quatrième mode ( $A_4$ ).

Pour  $X=25$  km, on observe que les trois modèles donnent des résultats très différents pour les prédictions des aérosols submicroniques. Le modèle 2007 est celui pour lequel la précision est la meilleur. Pour  $1 \mu m < D_{80} < 3 \mu m$ , Medex 2000 et le modèle Inisheer donnent des résultats similaires mais sous-estiment encore les concentrations mesurées. Ensuite, pour  $5 \mu m < D_{80} < 11 \mu m$ , Medex 2000 et Medex 2007 reproduisent très convenablement les distributions mesurées. Par contre, sûrement à cause du fait que Inisheer ne possède pas de quatrième mode, le modèle sous-estime largement les concentrations avec un facteur 10.

Pour  $X=100$  km, on observe que la précision s'améliore avec Medex 2000 pour les particules submicroniques. Le modèle Inisheer donne les résultats les moins bons. Par ailleurs, il est intéressant de remarquer que pour  $1 \mu m < D_{80} < 5 \mu m$ , les trois modèles prédisent de manière quasi-similaire les concentrations en aérosols mesurées. Ensuite, Pour  $D_{80} > 10 \mu m$  le modèle Inisheer prédit le mieux les concentrations, le modèle Medex 2000 et le modèle Medex 2007 surestimant les mesures.

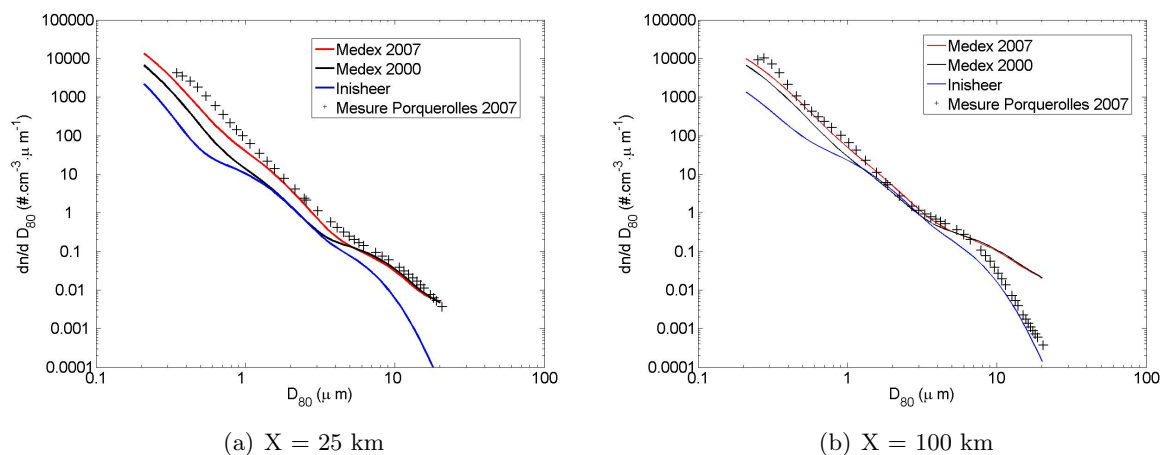


FIGURE 5.8 – Comparaisons des distributions en aérosols mesurées à Porquerolles avec les modèles Medex 2000, Medex 2007 et le modèle développé en Irlande (Inisheer)

### 5.4.2 Synthèse

L'étude des performances du modèle aérosolaire Medex 2000 met en relief la difficulté d'établir une paramétrisation donnant de bonnes prédictions des concentrations en aérosols en milieu côtier. On observe que Medex 2000 sous estime le nombre de particules mesurées lors de la campagne de Porquerolles 2007. Les performances des modèles diffèrent selon le fetch et la taille des aérosols. Pour améliorer les performances de Medex il a fallu réévaluer les coefficients par rapport aux mesures faites en 2007.

Le modèle Medex prédit les concentrations à une altitude de 20 m en fonction de la vitesse de vent et du fetch. Dans le cadre de l'établissement d'un modèle aérosolaire en milieu côtier, le fetch prend en compte empiriquement deux mécanismes distincts : d'une part, il permet de modéliser les processus de dispersion des aérosols continentaux qui sont advectés de la côte vers la mer, d'autre part il permet de modéliser le développement du champ de vagues qui rentre en compte dans la production d'aérosols marins par le déferlement. Il faut bien distinguer ces deux processus et c'est ce qui rend complexe l'interprétation et la modélisation des aérosols submicroniques où le mélange aérosols continentaux/marins est important. La vitesse du vent, permet par contre de modéliser majoritairement la génération d'aérosols marins et les processus de mélanges turbulents dans la CLAM.

La variabilité des performances des modèles montre que pour la prédiction des concentrations en aérosols, l'utilisation du fetch  $X$  et de  $U_{20}$  n'est pas suffisant pour décrire avec précision le comportement des aérosols. Apparemment le problème se pose particulièrement pour les fetch courts et pour les particules submicroniques.

## 5.5 Application : Comparaison RAMS-Medex 2000 et RAMS-Medex 2007

Dans ce paragraphe, on cherche à savoir les implications de l'utilisation de la version 2000 ou 2007 de Medex dans le couplage avec RAMS. Pour cela, le cas du Mistral du 16/05/2007 détaillé dans le chapitre précédent est repris. On rappelle que nous avons dissocié deux périodes : l'une à 06H UTC où le vent soufflait du Nord-Ouest, l'autre à 18H UTC où le vent soufflait de l'Ouest. Suivant d'où provient le vent, le fetch est modifié. A Porquerolles, lorsque le Mistral est Nord-Ouest le fetch est de 25 km alors qu'il est de plus de 100 km lorsqu'il est Ouest. Cela est dû à la topographie et au trait de côte spécifique de la région.

La figure .5.9 représente le rapport  $R$  obtenu entre les concentrations des aérosols de  $0.5 \mu\text{m}$  et  $5 \mu\text{m}$  obtenues par le couplage RAMS-Medex 2000 et le couplage RAMS-Medex 2007 :

$$R = \frac{n_{\text{Medex2007}}}{n_{\text{Medex2000}}} \quad (.5.13)$$

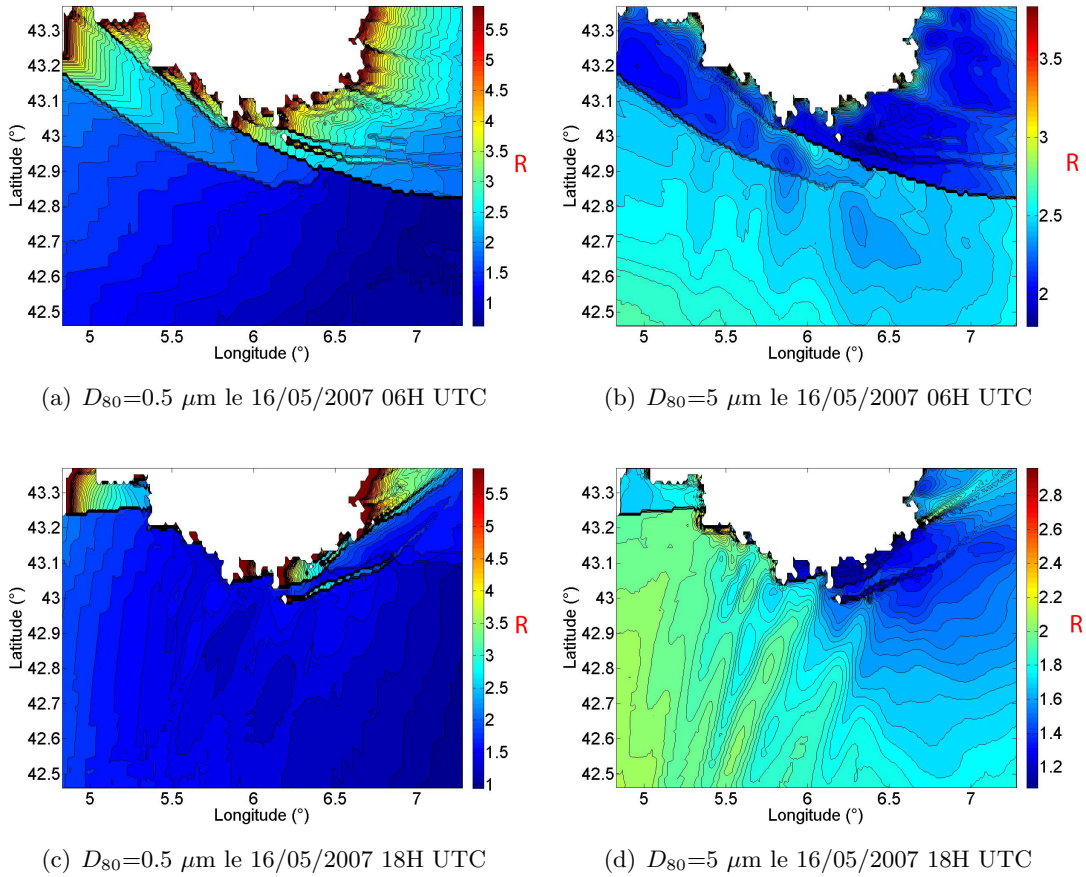


FIGURE .5.9 – Comparaison entre les couvertures spatiales en aérosols obtenues en couplant RAMS avec Medex 2000 et RAMS avec Medex 2007 pour le 16/05/2007 06H UTC et le 16/05/2007 18H UTC



Pour  $D_{80}=0.5 \mu\text{m}$ , on remarque que les différences les plus importantes entre les deux modèles se trouvent près des côtes, lorsque le fetch est court. Pour le 16/05/2007 à 06H UTC (figure 5.9(a)), on observe un facteur 3.5 à Porquerolles et un facteur 5 dans la baie de Toulon. Pour le 16/05/2007 à 18H UTC (figure 5.10(a)), on observe également un facteur 5 dans la baie de Hyères protégée du vent d'ouest par la Presqu'île de Giens. Quand on s'éloigne des côtes, et donc quand le fetch se rallonge les différences entre les résultats donnés par les deux modèles diminuent. Pour les longs fetch, on observe au maximum un facteur 2.

Pour  $D_{80}=5 \mu\text{m}$ , les différences entre les deux modèles sont moins importantes que pour  $D_{80}=0.5 \mu\text{m}$  et l'influence du fetch sur la précision est moins visible. On observe en moyenne un facteur 2 entre les concentrations données par RAMS-Medex 2000 et RAMS-Medex 2007.

La figure 5.10 présente les comparaisons des distributions en aérosols prédites par le couplage RAMS-Medex 2007 et celles mesurées à Porquerolles pour le 16/05/2007 à 06 H UTC et 18 H UTC.

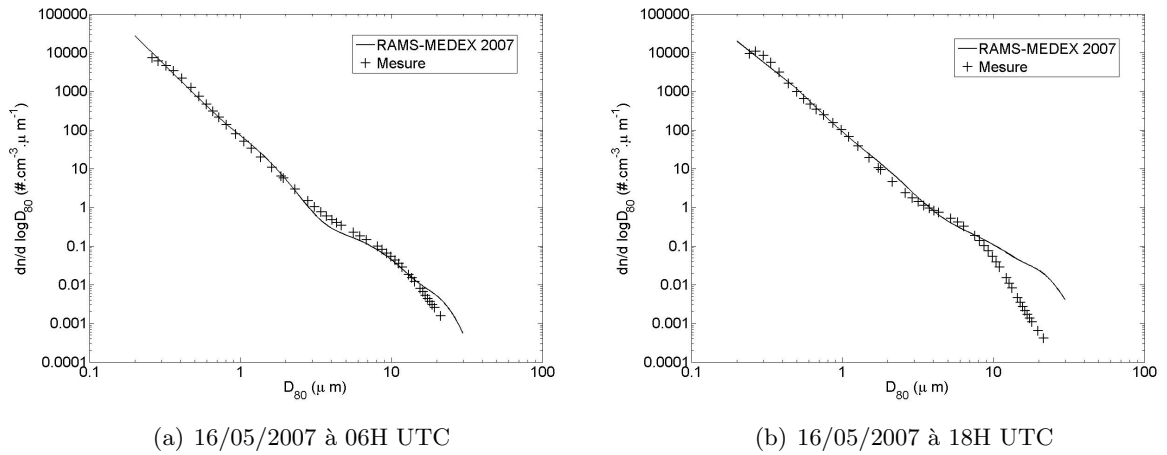


FIGURE 5.10 – Comparaison des distributions en aérosols prédites par le couplage RAMS-Medex 2007 et celles mesurées à Porquerolles

On observe qu'en utilisant la paramétrisation de Medex version 2007 les performances du couplage sont largement améliorées par rapport à celles obtenues avec la version 2000 (4.17). Cependant, pour des conditions de fetch long comme pour le 16/05/2007 à 18 H UTC, on constate que le modèle donne de mauvais résultats pour  $D_{80} > 10 \mu\text{m}$ .

## 5.6 Conclusion

L'étude menée dans ce chapitre permet de faire plusieurs remarques sur la validité des modèles paramétriques du type de Medex :

De manière générale, les comparaisons entre les deux versions du modèle Medex établies dans ce chapitre montre que Medex 2007 prédit plus de particules que Medex 2000. Cette variabilité du nombre de particules peut s'expliquer par la différence de saison, ce résultat à déjà fait l'objet d'études par différents auteurs. On sait que suivant la période de l'année le changement de composition chimique et physique de l'eau modifie les mécaniques de génération des aérosols marins. La comparaison des distributions d'aérosols fournies par le couplage RAMS-Medex 2007 donne de meilleurs résultats avec les distributions mesurées à Porquerolles en 2007. On peut donc envisager d'utiliser la version de Medex 2007 pour simuler des périodes de printemps et d'utiliser Medex 2000 pour les périodes d'hiver.

Cependant, le fait de devoir utiliser une paramétrisation différente suivant la saison pose la



question de l'universalité de ce type de modèle empirique. Pour des fetch longs, les écarts entre les deux versions de Medex diminuent. Pour ce type de fetch, on s'attend à une origine majoritairement marine des aérosols. Ce type de situation peut se rencontrer à Porquerolles lors de conditions de Mistral d'Ouest mais il se rencontre plus communément lorsqu'on s'éloigne des côtes. Si les modèles Medex 2000 et Medex 2007 donnent des résultats cohérents c'est que d'une part l'occurrence de condition stationnaire est plus importante pour des fetch long et que d'autre part, le fetch est mieux défini et correspond à un état de mer moins complexe. D'ailleurs [Piazzola et al. \(2003\)](#) montre que lorsque le fetch peut être considéré comme infini, le modèle Medex 2000 tend asymptotiquement vers le Modèle NAM ([Gathman, 1983](#)) qui calcule les concentrations d'aérosols en pleine mer.

Dans ce chapitre on a bien mis en évidence que les différences majeures entre les deux versions de Medex se situe au niveau des fetch courts. Mise à part l'impact saisonnier sur les distributions, on peut se demander si la vitesse du vent ( $U_{20}$ ) et le fetch (X) sont suffisants pour caractériser les aérosols près des côtes. Concernant les aérosols submicroniques il est encore difficile de trouver une bonne paramétrisation car on peut difficilement quantifier la source continentale. Concernant la source marine, on a vu dans le paragraphe [1.6.3.c](#) que l'étude de la couverture moutonneuse par fetch court est toujours d'actualité car l'état de mer est plus complexe à déterminer et correspond à des situations fortement instationnaires. Ainsi, il reste encore beaucoup de travail afin de me mieux comprendre la variabilité des concentrations en aérosols en milieux côtier afin de rendre plus fiable les paramétrisations tel que Medex.

Pour améliorer nos connaissances sur ce sujet, nous nous sommes donc lancés dans le développement d'un modèle numérique (le modèle MACMod) qui permettra d'intégrer les processus instationnaires ayant un impact non négligeable sur la génération et le transport des aérosols marins en milieux côtier.

Cependant, dans un premier temps nous nous sommes concentrés sur les mesures de Porquerolles 2007 afin d'identifier quelles peuvent être les paramètres à prendre en compte pour une modélisation plus précise des aérosols par vents forts.

## Chapitre 6

# Etude des paramètres influençant les variations de concentrations en aérosols lors de la campagne de mesures Porquerolles 2007

### 6.1 Introduction

Dans ce chapitre, on s'est concentré sur l'étude des variations de concentrations d'aérosols par Mistral. Ce choix a été fait car il s'agit d'un vent fort accompagné de hauteurs de vagues importantes. L'aspect intéressant du Mistral est qu'il souffle suivant deux directions privilégiées : la direction Nord-Ouest ( $280^\circ \leq Dir \leq 290^\circ$ ) et la direction Ouest ( $250^\circ \leq Dir \leq 270^\circ$ ). Or, étant donné la configuration topographique de notre région d'étude (figure (.2.1)), suivant la direction d'où provient le Mistral, le fetch est différent. La direction Nord-Ouest correspond à un fetch court d'environ 25 km et la direction Ouest à un fetch d'environ 100 km.

## 6.2 Etudes des concentrations d'aérosols par Mistral

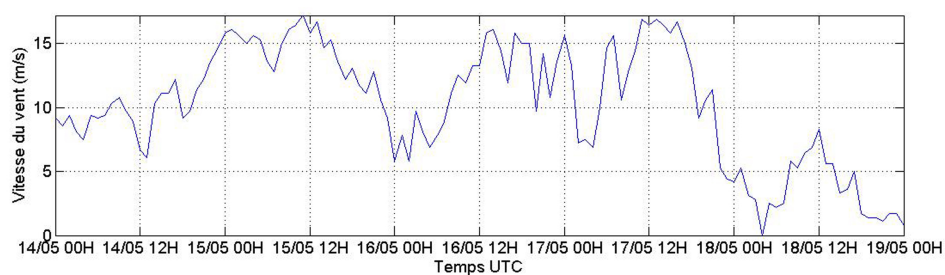
### 6.2.1 Description générale d'un épisode de Mistral

Les conditions météorologiques enregistrées sur l'île de Porquerolles pour les 14,15,16,17 mai 2007 sont tout à fait caractéristiques d'un cas de Mistral. Les données présentées en figure.6.1 sont issues de relevés Météo France. Il s'agit de moyennes horaires qui ont la qualité d'être continues. Du 13 mai 2007 00 heure UTC au 14 mai 2007 12 heures UTC les vents proviennent du secteur Est ( $D \simeq 80^\circ$ )(figure 6.1(b)) et soufflent de manière soutenue à 9 m/s (min = 6.7 m/s ; max = 10.8 m/s)(figure 6.1(a)). L'humidité est assez élevée (moyenne 85% ; min = 66% ; max = 95%)(figure 6.1(c)), le ciel est nuageux et à tendance pluvieuse. On notera que :

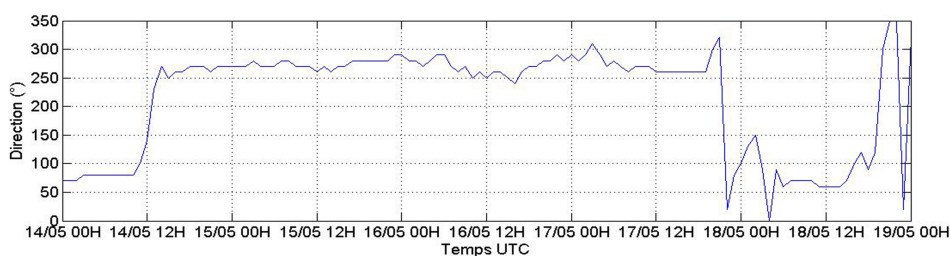
- Le 14 mai 2007 à 12 heures UTC, le flux d'Est passe brutalement à un flux de secteur Ouest ( $250^\circ < Dir < 300^\circ$ ) pendant plus de trois jours, le ciel est très dégagé. Ce changement brutal est très souvent rencontré en région Provence pour les épisodes de Mistral et est d'ailleurs assez spectaculaire à observer sur site. Le vent se renforce en moins de 12 heures et souffle en moyenne la journée à 15m/s atteignant par moment 18 m/s.
- En début de soirée (18 heures UTC) jusqu'au petit matin (06 heures UTC), le vent perd de son intensité et souffle même deux fois moins fort qu'au coeur de la nuit. L'humidité est en moyenne de 56% mais peut varier de manière importante en atteignant par exemple un minimum de 27% le 15 mai 2007 à 12UTC et un maximum de 75% le 17 mai 2007 à 19 heures UTC.
- L'épisode de Mistral s'estompe aussi rapidement qu'il est apparu. Le flux repasse d'Ouest à l'Est le 17 mai 2007 à 22 heures UTC. La diminution de la force du vent précède le changement de direction de 4 heures pour devenir un vent faible soufflant en moyenne à 3.5m/s. Les journées qui suivent un épisode de Mistral de printemps correspondent typiquement à un temps estival avec ciel clair, température de l'air en hausse, les vents sont modérés et d'origine thermique.
- La température de surface de la mer (figure .6.1) dans la baie de Toulon est issue de la banque de donnée ECMWF et représente une moyenne journalière. L'épisode de Mistral fait baisser la température de surface de 3°C.

Dates	14/05/2007	15/052007	16/05/2007	17/05/2007	18/05/2007
SST (°C)	18	17	16	16	15

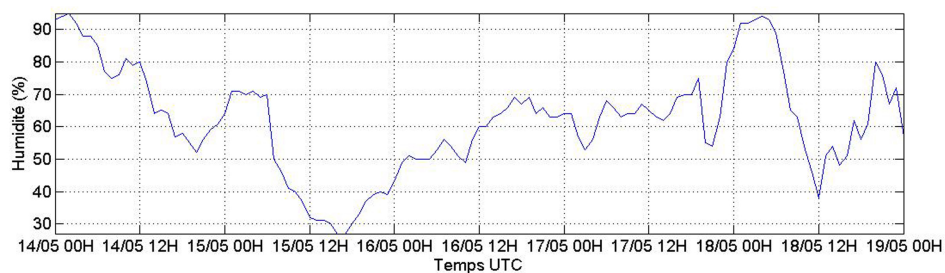
TABLE .6.1 – Température de surface de la mer dans la baie de Toulon issue de la base de données ECMWF pour l'épisode de Mistral du 14 au 15 mai 2007



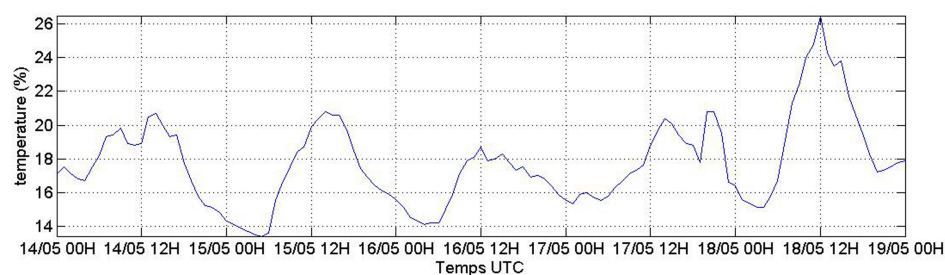
(a) Vitesse du vent



(b) Direction du vent



(c) Humidité



(d) Température

FIGURE .6.1 – Evolution des paramètres météorologiques pour la période du 14 au 18 mai 2007 sur l'île de Porquerolles (Relevés Météo France)

### 6.2.2 Etude de la dépendance vent/fetch des concentrations en aérosols

La dépendance linéaire du logarithme des concentrations en aérosols marins avec la vitesse du vent est depuis longtemps un outil utilisé pour la caractérisation physique des particules contenues dans l'atmosphère au-dessus de la mer (Toba, 1961) et est d'ailleurs à la base des paramétrisation du type de Medex. Cette équation s'écrit simplement sous la forme :

$$\log(n) = \alpha U + N_0 \quad (.6.1)$$

La détermination de  $\alpha$  et  $N_0$  à partir de données expérimentales permet de paramétriser la variation des concentrations en aérosols en fonction de la vitesse du vent.  $N_0$  correspond au bruit de fond de l'aérosol, c'est à dire au nombre de particules présentes dans l'atmosphère lorsqu'il n'y a pas de vent. Le paramètre  $\alpha$  est implicitement relié au flux net d'aérosols mesurés à une altitude de référence (celle où sont placées les sondes granulométriques). Plus précisément,  $\alpha$  représente l'évolution des mécanismes de production et de dispersion des aérosols.  $\alpha$  et  $N_0$  varient suivant le lieu où sont réalisées les mesures, mais aussi suivant la nature et la taille des aérosols.

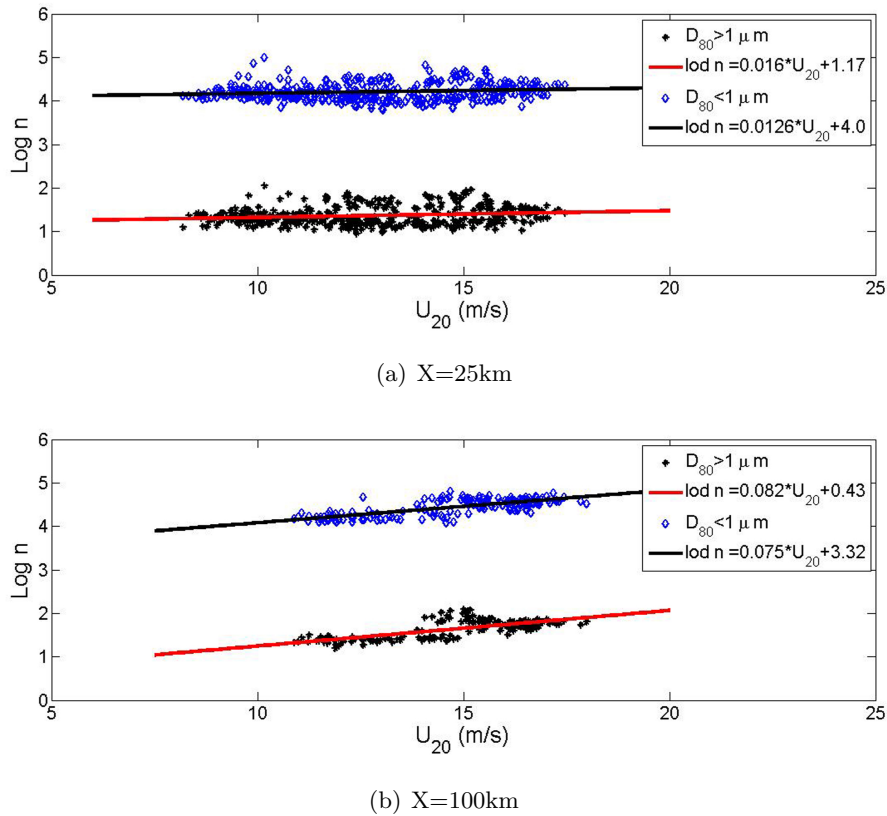


FIGURE .6.2 – Dépendance du logarithme des concentrations en aérosols avec le vent pour un fetch de 25 Km et 100 km (campagne de mesures Porquerolles 2007)

La figure .6.2 présente les régressions linéaires du logarithme des concentrations avec  $U_{20}$  pour le cas du Mistral du 15 et 16 Mai 2007. Les données de concentrations en aérosols ont été triées par fetch et les régressions ont été effectuées en séparant les particules submicroniques ( $D_{80} < 1 \mu m$ ) des particules supermicroniques ( $D_{80} > 1 \mu m$ ).

En observant indépendamment l'évolution des concentrations pour chaque type de fetch, que ce soit pour un fetch de 25 km ou de 100 km, on constate que la pente  $\alpha$  est supérieure pour

les particules supermicroniques que pour les particules submicroniques. Ceci est consistant avec l'idée que les particules les plus grosses sont majoritairement d'origine marine et générées par le déferlement. Une augmentation de la vitesse du vent provoque une augmentation de la production par le processus de bubble bursting.

Pour les particules submicroniques, le fait que la pente  $\alpha$  soit positive indique qu'il y a également production de particules à la surface marine mais l'augmentation des concentrations avec le vent est plus faible que pour les particules submicroniques. Ainsi deux hypothèses peuvent être avancées :

La première, si l'ensemble des particules submicroniques constitue un mélange d'aérosols de différentes natures, alors une augmentation de la vitesse du vent favorise la dispersion des particules non-marines dans la l'atmosphère et donc les concentrations diminuent.

La deuxième hypothèse, les particules submicroniques du fait de leur taille sont plus rapidement mélangées dans la CLAM grâce à la turbulence provoquée par les forts vents. Ainsi, s'il y a également de la production d'aérosols marins pour  $D_{80} < 1 \mu m$ , ceux-ci sont aussitôt dispersés et donc plus vite mélangés de façon homogène dans la CLAM.

De plus,  $N_0$  est plus faibles pour les particules supermicroniques que pour les particules submicroniques. Les aérosols pour lesquels  $D_{80} < 1 \mu m$  sont présents dans la CLAM en plus grand nombre.

Si l'on compare,  $\alpha$  et  $N_0$  pour les deux types de fetch (25 km et 100km), plusieurs remarques peuvent être faites : Que ce soit pour les aérosols submicroniques que pour les aérosols supermicroniques, la pente  $\alpha$  augmente avec le fetch. La contribution des aérosols marins est plus importante lorsque le fetch augmente. A l'inverse,  $N_0$  diminue ce qui laisse penser que les aérosols continentaux ont été dispersés le long du fetch et que les aérosols marins sont majoritaires en nombre.

Les résultats cités précédemment rejoignent ceux obtenus dans plusieurs études réalisées en milieux côtier et notamment celles de [Vignati et al. \(1999\)](#) et [Piazzola et al. \(2003\)](#). Cependant, un critère qui n'a pas été présenté jusqu'à maintenant dans notre étude est le coefficient de corrélation de la régression linéaire. Celui-ci permet de donner une estimation de la validité de la régression linéaire des concentrations avec la vitesse du vent.

Le tableau 6.2 présente les coefficients de corrélation pour des régressions linéaires obtenues dans plusieurs études. Les valeurs sont également triées en distinguant les fetch longs des fetch courts et les particules submicroniques des particules supermicroniques. Les coefficients  $\alpha$  et  $N_0$  ne sont pas présentés car leur valeur dépend énormément du lieu de mesure et des protocoles expérimentaux, les rendant peu comparables entres eux. Plusieurs remarques peuvent être faites : Tout d'abord, dans toutes les études on observe que les corrélations des particules supermicroniques avec la vitesse du vent sont meilleures que pour les particules submicroniques. Ce résultat nous conforte sur l'origine marine des particules contenues dans la CLAM. Ensuite, mise à part, pour [VanEijk & Kusmierczyk-Michulec \(2007\)](#), les corrélations sont également meilleures pour les cas de longs fetch que de courts fetch. Le fetch a donc bien un rôle important sur la production des aérosols marins à la surface. Cependant, si on s'intéresse individuellement aux valeurs obtenues pour les différents coefficients, on s'aperçoit de la grande disparité de celles-ci et que, dans la grande majorité des cas, les valeurs sont très faibles. Le minimum étant de 0.12 pour  $D_{80} < 1 \mu m$  avec  $15 \text{ km} < X < 35 \text{ km}$  ([VanEijk & Kusmierczyk-Michulec \(2007\)](#)) et le maximum de 0.90 pour  $D_{80} > 1 \mu m$  avec  $15 \text{ km} < X < 100 \text{ km}$ . Pour les mesures réalisées à Porquerolles en 2007, on obtient des coefficients de corrélation très faibles de 0.28 ( $D_{80} > 1 \mu m$ ) et 0.23 ( $D_{80} < 1 \mu m$ ) pour un fetch de 25 km et de 0.53 ( $D_{80} > 1 \mu m$ ) et 0.51 ( $D_{80} < 1 \mu m$ ) pour un fetch de 100 km. En comparaison, lors d'une campagne expérimentale effectuée à Porquerolles en 2000 pour des conditions de Mistral et sur le même site de mesure, les coefficients de corrélation obtenus sont sensiblement différents : Pour  $X=25 \text{ km}$ , on obtient 0.44 ( $D_{80} > 1 \mu m$ ) et 0.31 ( $D_{80} < 1 \mu m$ ) et pour  $X=100 \text{ km}$ , on obtient 0.53 ( $D_{80} > 1 \mu m$ ) et 0.51 ( $D_{80} < 1 \mu m$ ).

	Auteurs	fetch (km)	$D > 1\mu m$		$D < 1\mu m$		Lieux
			Coef. Cor.		Coef. Cor.		
fetch court	Cette étude (2007)	25	0.28		0.23		Porquerolles (2007)
	Piazzola <i>et al.</i> (2003)	25	0.44		0.31		Porquerolles (2000)
	Vignati <i>et al.</i> (1999)	$2 < X < 15$	0.45		0.27		Danemark (1994)
	Exton <i>et al.</i> (1983)	n.c.	0.72		0.59		Ecosse (1980)
	VanEijk & Kusmierczyk-Michulec (2007)	$15 < X < 35$	0.63		0.12		Irlande (1994-1995)
	VanEijk & Kusmierczyk-Michulec (2007)	$X < 15$	0.72		0.71		Hawaïi (2001)
fetch long	Cette étude (2007)	$X > 100$	0.53		0.51		Porquerolles (2007)
	Piazzola <i>et al.</i> (2003)	$X > 100$	0.69		0.38		Porquerolles (2000)
	Vignati <i>et al.</i> (1999)	$15 < X < 100$	0.90		0.85		Danemark (1994)
	Exton <i>et al.</i> (1983)	n.c.	0.78		0.53		Ecosse (1980)
	VanEijk & Kusmierczyk-Michulec (2007)	$X > 175$	0.34		0.21		Irlande (1994-1995)
	VanEijk & Kusmierczyk-Michulec (2007)	$90 < X < 175$	0.36		0.16		Hawaïi (2001)

TABLE .6.2 – Coefficients de corrélation des régressions linéaires ( $\log(n) = \alpha U + N_0$ ) entre les concentrations en aérosols et la vitesse du vent pour différentes campagnes de mesures



La grande variabilité des valeurs des coefficients de corrélation obtenus dans différentes études montre de manière évidente que la seule connaissance de la vitesse du vent à l'altitude où sont réalisées les mesures n'est pas suffisante pour expliquer la variation des concentrations en aérosols dans la CLAM. D'autres processus ont un impact important sur la variation spatio-temporelle des concentrations et sont liés à l'évolution de la structure de la CLAM, aux transports des aérosols, à l'évolution de la production par le déferlement, et plus précisément, à l'évolution du champ de vagues.

A partir des mesures obtenues lors de la campagne de Porquerolles 2007 et en utilisant le même type de relation que celle présentée par l'équation (.6.1), on peut étudier la dépendance du logarithme des concentrations suivant  $U_{20}$ ,  $u_*$  (Ustar),  $\xi = z/L$ ,  $ASTD = T_{air} - T_{mer}$  et  $T_{air}$  en comparant les corrélations associées (VanEijk & Kusmierczyk-Michulec (2007)). La figure (.6.3) présente ces corrélations pour les particules de diamètres  $D_{80} = 0.2\mu m$ ,  $0.5\mu m$ ,  $5\mu m$ ,  $10\mu m$ .

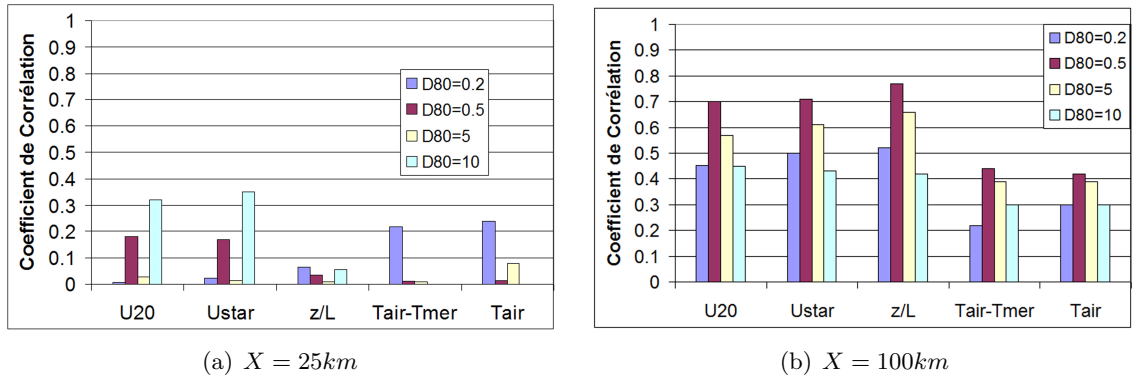


FIGURE .6.3 – Coefficient de corrélation des concentrations en aérosols de  $D_{80} = 0.2, 0.5, 5, 10\mu m$  avec  $U_{20}$ ,  $\xi = z/L$ ,  $\Delta T = T_{air} - T_{mer}$  et  $T_{air}$  quel que soit  $\xi$  et pour différents fetch

On peut remarquer de larges différences entre les corrélations établies pour un fetch de 25km et de 100km. Pour 100 km, les meilleures corrélations, quel que soient les tailles des particules, sont obtenues pour le paramètre de stabilité  $\xi = z/L$  ensuite  $U_*$ ,  $U_{20}$ . Pour 25 km, les valeurs obtenues sont bien plus faibles.  $U_{20}$  et  $u_*$  sont mieux corrélés avec les aérosols de  $0.5\mu m$  et  $5\mu m$ . Les particules de taille  $0.2\mu m$  sont mieux décrites par l'ASTD et  $T_{air}$ .

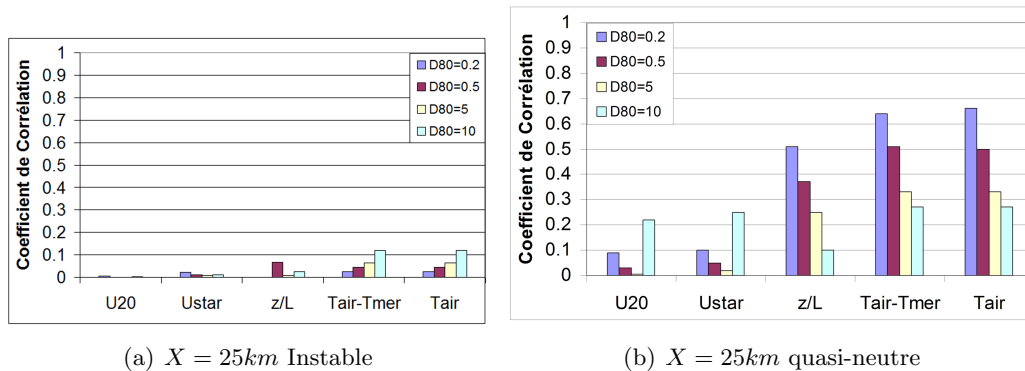


FIGURE .6.4 – Coefficient de corrélation des concentrations en aérosols de  $D_{80} = 0.2, 0.5, 5, 10\mu m$  avec  $U_{20}$ ,  $\xi = z/L$ ,  $ASTD = T_{air} - T_{mer}$  et  $T_{air}$  pour des conditions atmosphériques instables et quasi-neutres et pour un fetch de 25 km

Maintenant, pour un fetch de 25 km, les résultats diffèrent si l'on traite les cas pour lesquels les conditions atmosphériques sont instables et quasi-neutres (critère choisi  $\xi > -0.03$ ). Dans le cas instable, aucun paramètre n'est bien corrélé avec les concentrations. Cependant, dans le cas quasi-neutre, de meilleurs résultats sont obtenus avec  $\xi$ , l'ASTD et  $T_{air}$ .

A partir de ces résultats, on voit qu'il est difficile de proposer une meilleure paramétrisation pour Medex. Pour les fetch longs, les coefficients de corrélation sont meilleurs pour  $u_*$  et  $\xi$  mais étant donné qu'il s'agit de grandeurs modélisées, leur utilisation reste peu pratique et peu fiable. La vitesse du vent à 20 mètres  $U_{20}$  reste donc le meilleur paramètre. La difficulté majeure se trouve pour les fetch courts. Si on distingue différents cas de stabilité, on trouve que l'ASTD est le paramètre qui convient le mieux.

### 6.2.3 Variations temporelles :

Dans ce paragraphe, on se propose d'étudier l'évolution temporelle des concentrations en aérosols lors de l'épisode de Mistral du 15 et 16 Mai 2007. Le choix de ces jours vient du fait que la mesure quasi-continue des concentrations par les sondes PMS est disponible. L'intérêt est de savoir si l'on peut repérer certains événements dans l'évolution des conditions météorologiques qui ont un impact sur l'évolution du nombre d'aérosols et qui ne peuvent pas être mis en évidence par une approche globale comme c'est le cas avec l'utilisation des régressions linéaires.

#### a/ Des conditions météorologiques

La figure 6.5 montre l'évolution temporelle de la vitesse et de la direction du vent enregistrée à la station de Porquerolles les 15-16 Mai 2007. L'épisode de Mistral auquel il correspond a déjà été décrit plus globalement dans le paragraphe (6.2.1).

La vitesse du vent est sur les deux jours supérieure à 10 m/s. En observant l'évolution de la direction du vent (figure 6.5(a)), on peut repérer les périodes où le fetch est court ( $X=25$  km) et les périodes où le fetch est long ( $X=100$  km). Entre le 15/05-9H UTC et le 16/05-05H UTC,  $280^\circ \leq Dir \leq 290^\circ$  correspond une situation de Nord-Ouest pour laquelle le fetch est de 25 km. Ensuite, le vent tourne à l'ouest et se stabilise entre le 16/05-12H et le 16/05-18H pour  $250^\circ \leq Dir \leq 260^\circ$  qui correspond à une situation d'Ouest pour laquelle le fetch est d'environ 100 km.

L'évolution de l'humidité relative peut être un traceur de la longueur du fetch. Lorsque le vent provient du Nord-Ouest, RH est généralement inférieur à 50%. Lorsque il est Ouest, RH est supérieur à 50 %, la masse d'air correspondante a parcouru plus de trajet au-dessus de la surface de la mer. L'atmosphère est plus humide.

Les paramètres météorologiques présentés sur la figure 6.5 sont des moyennes horaires. Ils nous permettent de donner une estimation des durées pour lesquelles les vents sont les plus forts et lorsqu'ils faiblissent. Basiquement, identifier ces périodes de variation de l'intensité du vent permet d'estimer l'intensité de la production d'aérosols marins à la surface. Plus les vents sont forts, plus le déferlement est conséquent plus la production est forte. Lorsque le vent faiblit, on s'attend à ce que la production diminue progressivement, sachant que le déferlement s'atténue également. De même, puisqu'en milieu côtier il existe un mélange de particules marines et continentales, plus le vent est fort plus les processus de mélanges turbulents sont importants et donc plus les particules non-marines sont dispersées dans la CLAM.

Cependant, afin de mieux caractériser les mécanismes de mélanges turbulents dans la CLAM, on a besoin d'informations plus précises. La figure (6.6(a)) présente le signal non moyenné de  $U_{20}$  où l'échantillonnage est de 1 min. On remarque que la vitesse du vent peut fluctuer de manière importante. Or pour pouvoir interpréter les mesures en aérosols, on a besoin de distinguer les périodes pour lesquelles le vent est plutôt stationnaire des périodes pour lesquelles le vent accélère ou décélère. Lorsque le vent est stationnaire on pourra estimer que la production est constante

en faisant bien sûr l'hypothèse que, si le vent est stationnaire, le déferlement l'est aussi. On peut également dire que la turbulence n'évolue plus. Lorsque le vent est instationnaire il sera plus difficile de prédire l'évolution du déferlement et de la turbulence. En fait, la difficulté est de savoir si la turbulence et le déferlement s'adaptent instantanément aux nouvelles conditions où si elles nécessitent un certain temps pour y parvenir.

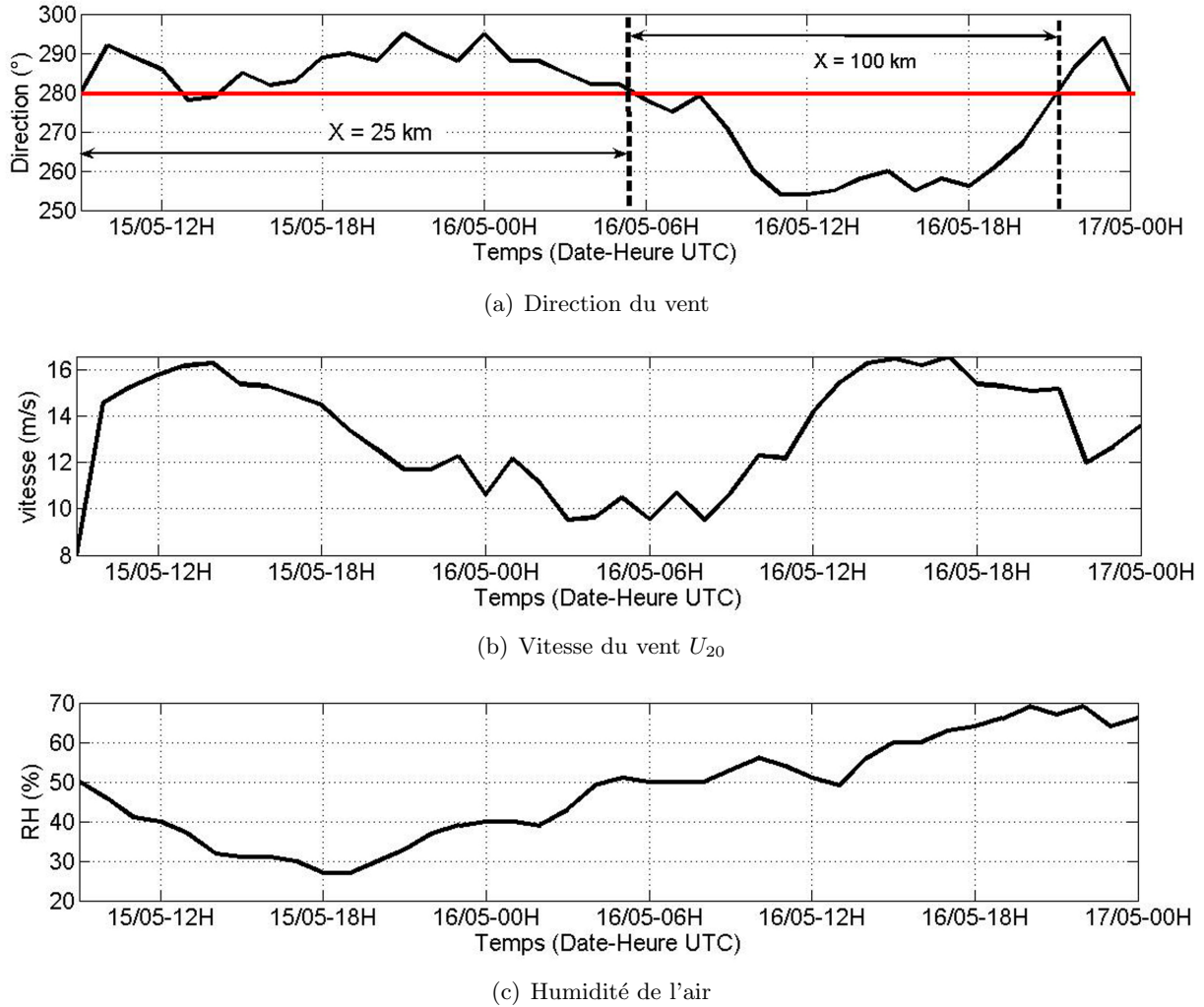


FIGURE .6.5 – Evolutions temporelles de la vitesse du vent  $U_{20}$ , de la direction et de l'humidité relative enregistrées à la station de Porquerolles le 15-16 Mai 2007 et moyennées par heures

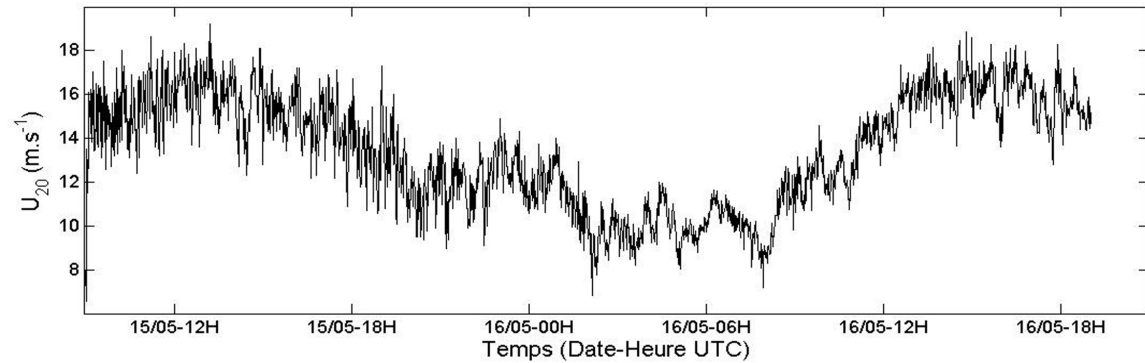
Un moyen d'estimer la stationnarité et l'instationnarité du champ de vents nous est indiqué par [Hansson & Philips \(1999\)](#) en calculant l'accélération du vent  $a_U$  de la manière suivante :

$$a_U = \frac{\Delta U_{20}}{\Delta t} \quad (.6.2)$$

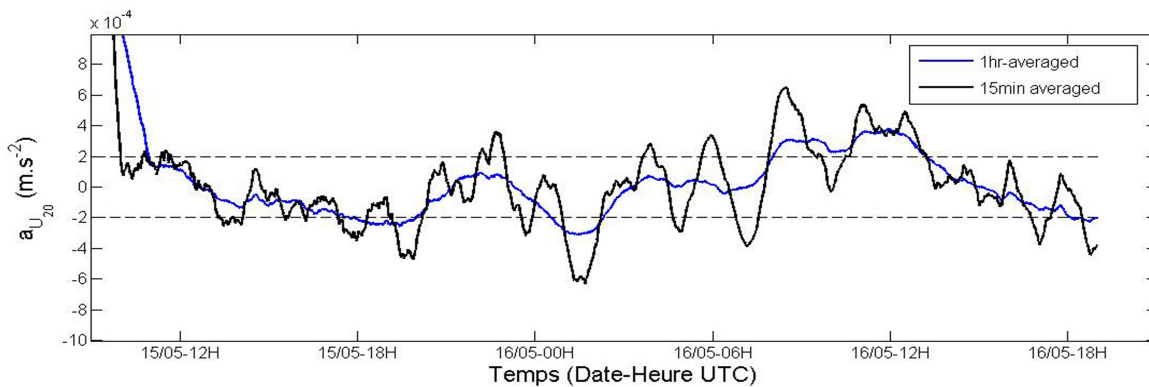
La figure 6.6(b) présente l'évolution de  $a_U$  pour le 15 et 16 Mai 2007 pour différents intervalles de temps  $\Delta t$ . L'équation .6.2 agit comme un filtre qui supprime toute fluctuation du vent plus grande que celle observée en moyenne dans une fenêtre de temps  $\Delta t$ . Lorsque  $a_U$  décroît le vent est en phase de décélération alors que lorsque  $a_U$  croît le vent est en phase d'accélération. Comme critère de stationnarité, [Hansson & Philips \(1999\)](#) proposent  $-0.002 < a_U < 0.002$ . Ce critère signifie que pour  $\Delta t = 1$  heure le vent ne doit pas fluctuer de plus 7.2 m/s. Si  $\Delta t = 15$

minutes, il ne doit pas varier de plus de 1.8 m/s.

Pour  $\Delta t = 1$  heure, on observe que les conditions sont stationnaires la majorité du temps mis à part autour du 15/05-19H00 UTC, du 16/05-02H00 UTC, et entre le 16/05-08H00 UTC et le 16/05-14H00. Si on prend une fenêtre de temps plus courte pour laquelle  $\Delta t = 15$  minutes, on observe que le critère de stationnarité est respecté principalement entre le 15/05-11H00 et le 15/05-17H00 ainsi qu'entre le 16/05-14H00 et le 16/05-18H00.



(a)  $U_{20}(m/s)$  : Signal brute



(b)  $a_U(m/s^2)$

FIGURE .6.6 – Stationnarité et instationnarité du champ de vent pour le 15 et 16 Mai 2007

## b/ Des concentrations en aérosols

Maintenant que l'on sait identifier les périodes pour lesquelles le fetch est de 25 km et de 100 km ainsi que celles où le vent est le plus fort ainsi que stationnaire, on peut s'intéresser à l'évolution temporelle des concentrations en aérosols pour l'épisode de Mistral du 15 et 16 Mai 2007.

Avant de commencer toute analyse, il faut rappeler qu'il est très difficile d'interpréter l'évolution des concentrations en aérosols en un point tant les processus qui rentrent en jeu sont nombreux et leur influence souvent mal connue. D'une part, à la surface de la mer, le flux interfacial  $f_{int}$  d'aérosols marins varie suivant l'évolution du déferlement, d'autre part la structure de la CLAM varie également au cours de la journée en terme de stabilité et varie avec la vitesse du vent. Les aérosols peuvent être transportés sur de longues distances. Par exemple, dans couche limite bien mélangée de 500 mètres de hauteur et pour  $U_{10}=10$  m/s, une particule de  $4 \mu m$  peut être transportée pendant plusieurs heures et parcourir plus de 2000 km. Donc, ce que l'on

mesure n'est pas la conséquence directe des conditions météorologiques locales. D'autre part, suivant la taille des aérosols, les processus qui interviennent n'ont pas la même importance. Les particules submicroniques peuvent avoir été transportées et s'être accumulées dans la CLAM sur de longues distances avant d'arriver au point de mesure. Les particules supermicroniques seront plus influencées par le déferlement des vagues.

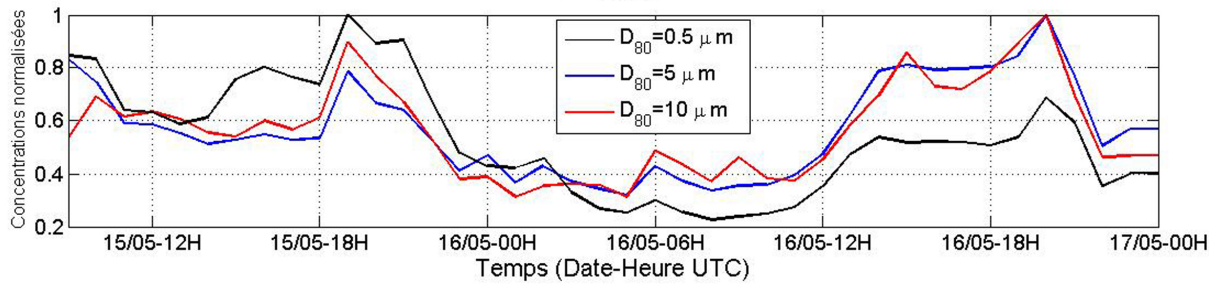


FIGURE 6.7 – Evolution temporelle des concentrations en aérosols normalisées par le maximum de concentrations pour chaque diamètres de particules et pour le 15 - 16 Mai 2007

La figure 6.7 présente l'évolution temporelle des aérosols de diamètre  $0.5 \mu m$ ,  $5 \mu m$ ,  $10 \mu m$ . Ces tailles de particules ont été sélectionnées car elles sont représentatives de l'origine mixte, respectivement, continentale et marine des aérosols. A partir de cette figure, deux événements peuvent être identifiés qui permettent de se rendre compte que l'augmentation des concentrations en aérosols n'est pas forcément liée aux périodes où les vents sont les plus forts.

Premier événement, quel que soit le diamètre de l'aérosol, on observe deux pics de concentrations. Le premier, le 15/05-19H00 UTC et le deuxième le 16/05-20H00 UTC. Or, en se référant à la figure (6.5(b)), on peut constater que ces augmentations de concentrations correspondent à des périodes où la vitesse du vent diminue. Le 15/05-14H00 UTC,  $U_{20}=16$  m/s et diminue pour atteindre 12 m/s le 15/05-19H00 UTC. Le 16/05-14H00 UTC,  $U_{20} > 16$  m/s alors que  $U_{20}=15$  m/s le 16/05-20H00 UTC. Ces pics de concentrations ne sont pas non plus liés aux variation de fetch car à partir de la figure 6.5(a), on peut affirmer que dans le premier cas le fetch est constant à 25 km et dans le deuxième cas il est de 100 km. Ainsi, d'autres facteurs interviennent, et puisque que la même constatation peut être faite pour les particules de  $0.5 \mu m$ ,  $5 \mu m$ ,  $10 \mu m$ , il y a une forte chance que ces augmentations ne soient pas liées à une variation des processus de déferlement mais plus à une évolution de la structure de la CLAM. En réalité, étant donné que ces pics apparaissent en fin de journée, il s'agit certainement d'effets induits par la variation de la hauteur de CLAM. Cette hypothèse sera développée dans le paragraphe 6.2.6.

Concernant le deuxième événement, on s'intéresse à la période du 16/05-09H jusqu'au 16/05-18H. Entre le 16/05-09H et le 16/05-12H le vent passe de la direction  $280^\circ$  à la direction  $255^\circ$  (figure 6.5(a)), les conditions de fetch changent. Ce changement de direction s'accompagne d'une augmentation conséquente de la vitesse du vent de 10 m/s à 14m/s. Or, durant cette période, on observe pas de variations importantes dans l'évolution des concentrations. L'augmentation du nombre de particules apparaît entre le 16/05-12H et le 16/05-14H. En 2 heures, que ce soit pour les aérosols de diamètre  $0.5 \mu m$ ,  $5 \mu m$  ou  $10 \mu m$  les concentrations ont presque doublé. Cette augmentation intervient 3 heures après le passage du vent de Nord-Ouest à Ouest. Ensuite entre le 16/05-14H et le 16/05-18H, on peut nettement remarquer que les concentrations des particules de diamètre  $0.5 \mu m$  et  $5 \mu m$  deviennent stationnaires.

Ce déphasage entre l'augmentation de la vitesse du vent et l'augmentation des concentrations en aérosols met en relief l'importance du transport des particules dans la CLAM. L'accélération de la vitesse du vent n'implique pas une augmentation instantanée du déferlement. Au niveau de la source de l'aérosol marin, le champ de vagues nécessite un certain temps afin de s'adapter



aux nouvelles conditions atmosphériques. De plus, lorsque les particules sont injectées dans l'atmosphère, il faut également un certain temps pour qu'elles soient mélangées dans la CLAM. Une estimation du temps caractéristique du mélange turbulent " $\tau_{mix}$ " à une altitude  $z$  est donnée par :

$$\tau_{mix} \approx \frac{z^2}{2 * K_{turb}} \quad (.6.3)$$

où  $K_{turb} = \kappa u_* z$ . Pour une hauteur de couche limite de 1000 m et une valeur de  $u_*$  de 0.4 m/s (voir figure 6.14(c)), il faut 1h45min pour que les aérosols, typiquement de taille inférieure à 10  $\mu\text{m}$ , soient bien mélangés à travers la CLAM.

Afin de mieux comprendre l'effet du fetch sur les concentrations en aérosols de taille 0.5  $\mu\text{m}$ , 5  $\mu\text{m}$  et 10  $\mu\text{m}$ , on propose d'étudier l'évolution du nombre de particules  $n(D_{80})$  en fonction de la vitesse du vent à 20 mètres  $U_{20}$ , toujours à partir des données collectées le 15 et 16 Mai 2007. La figure 6.8 présente l'ensemble des mesures effectuées pour les deux jours de Mistral. Quelque soit le diamètre de l'aérosol, on observe l'élévation du nombre particules avec  $U_{20}$ . Cependant mise à part cette remarque, il est difficile de tirer d'autres conclusions. C'est pourquoi, il est intéressant de faire la distinction entre fetch court de 25 km et fetch long de 100 km afin de repérer d'autres tendances.

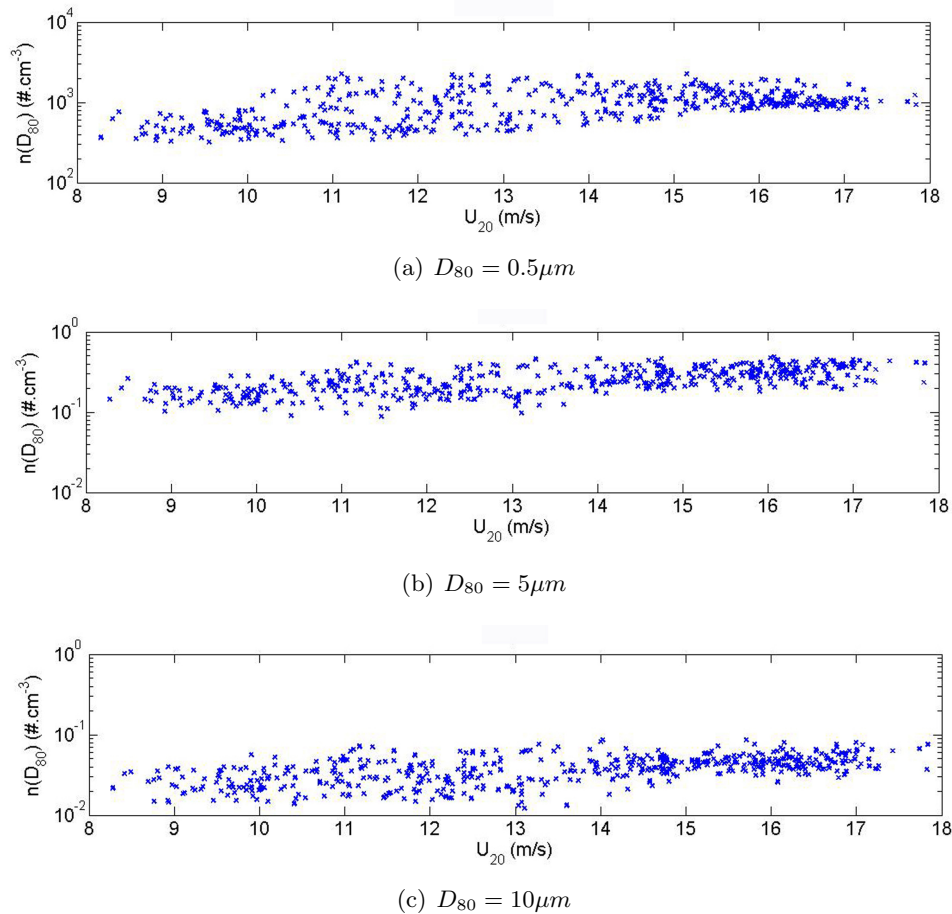


FIGURE 6.8 – Concentrations des aérosols  $n(D_{80})$  de tailles 0.5  $\mu\text{m}$ , 5  $\mu\text{m}$ , 10  $\mu\text{m}$  en fonction de la vitesse du vent  $U_{20}$  pour le 15-16 Mai 2007 à Porquerolles

Sur la figure 6.9(a) on a retracé l'évolution de la vitesse du vent à 20 m en mettant en relief le passage entre fetch court et fetch long. Le choix de prendre la direction du vent  $280^\circ$  pour le passage d'un fetch à l'autre est une convention que l'on s'est fixée. Bien que le Mistral

puisse changer de direction assez rapidement, il existe certainement une période de transition où le fetch est intermédiaire. Il faut en effet un certain temps avant que le champ de vague s'adapte aux nouvelles conditions de vent. En réalité, pour  $X=100$  km et  $U_{20}=16$  m/s, il faut plus de 8h00 afin que le champ de vagues soit en situation de fetch limité. C'est à dire que les caractéristiques de hauteurs de vague et de déferlement n'évoluent plus. Cependant avec cette convention, les figures 6.9(b), 6.9(c) et 6.9(d) permettent de distinguer l'influence du fetch sur les concentrations.

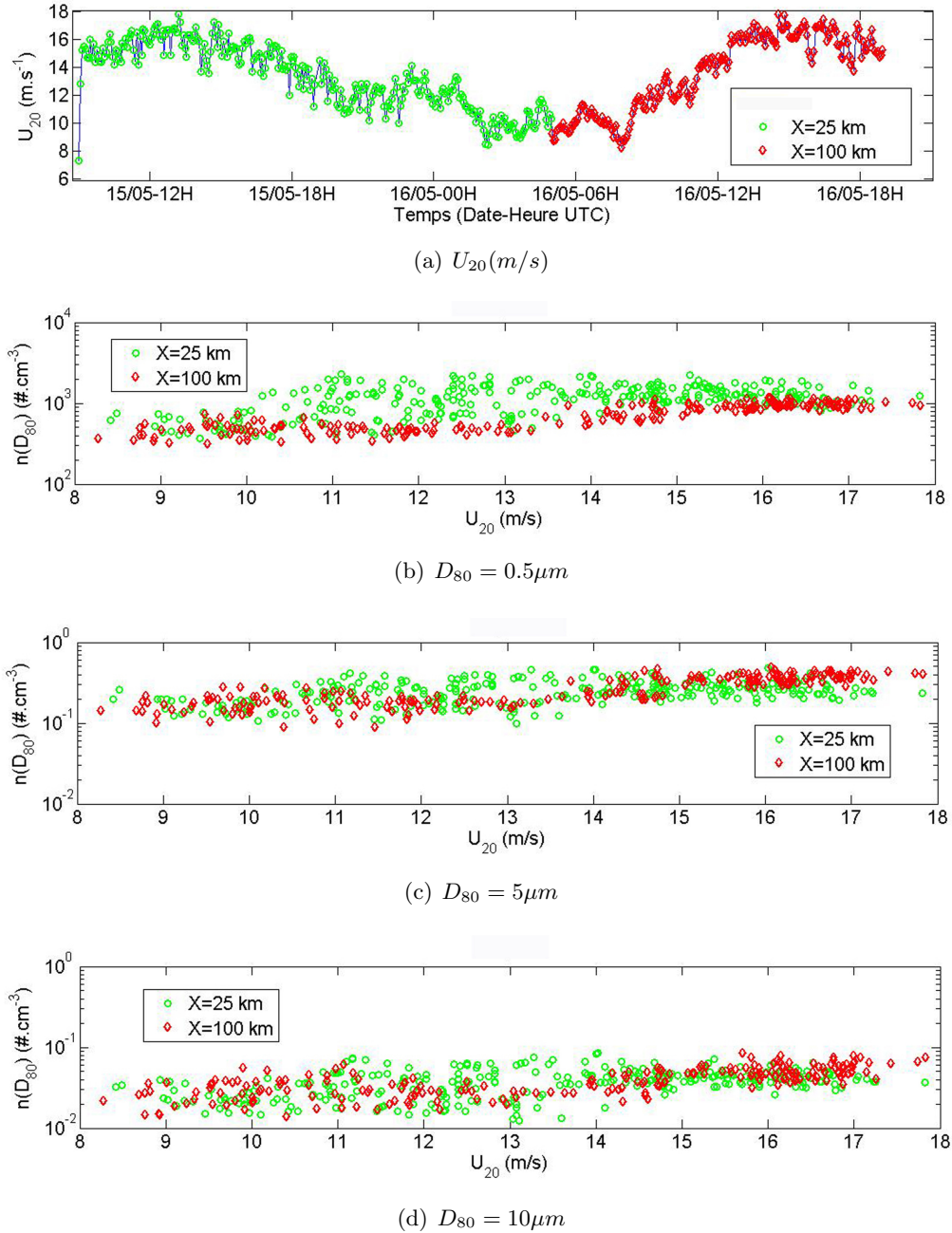


FIGURE .6.9 – Concentrations des aérosols  $n(D_{80})$  de taille  $0.5\mu m$ ,  $5\mu m$ ,  $10\mu m$  en fonction de la vitesse du vent  $U_{20}$  et du fetch  $X$  pour le 15-16 Mai 2007 à Porquerolles



Pour les aérosols de diamètres  $0.5\ \mu\text{m}$ , leur nombre est globalement plus important pour un fetch de 25 km que pour un fetch de 100 km. Pour  $U_{20} < 10\ \text{m/s}$ , il semble qu'il n'y ait pas de différence notable. Cette zone correspond à la période où le vent vient juste de passer en dessous de  $280^\circ$ . Si on ne distingue pas de différence c'est qu'il s'agit d'un intervalle de temps pour lequel le fetch est intermédiaire. La situation de fetch long n'est pas encore atteinte.

Pour  $X=25\ \text{km}$  et  $10\ \text{m/s} < U_{20} < 14\ \text{m/s}$ , on observe une dispersion importante des concentrations que l'on ne retrouve pas pour  $X=100\ \text{km}$ . Ceci indique que le vent n'est pas le facteur majoritaire influençant le nombre de particules par court fetch. Pour les particules submicro-niques, on sait que la stabilité atmosphérique ainsi que la variation de la hauteur de la couche limite peut influencer les variations de concentrations. D'autre part, étant donné que par court fetch il y a également la présence de particules continentales, les processus de dispersion par la turbulence agissent également sur les variations de concentrations.

Pour  $X=100\ \text{km}$ , les points de mesures sont moins dispersés indiquant que la vitesse du vent est mieux corrélée avec l'augmentation des concentrations, et donc sûrement mieux corrélée avec l'évolution du déferlement.

A partir de  $U_{20}=13\ \text{m/s}$ , on observe un changement de comportement dans l'évolution des concentrations suivant la vitesse du vent pour les deux fetch. Pour  $X=100\ \text{km}$ , l'augmentation du nombre d'aérosols est plus grande. On peut donc supposer que le mécanisme de production à la surface marine a évolué vers un autre état. Il aurait été très intéressant de disposer de mesures de fréquences et de hauteur de vagues afin de voir si à partir de  $13\ \text{m/s}$  on observe un changement significatif du champ de vagues et donc du déferlement. Pour  $X=25\ \text{km}$ , à partir de  $U_{20}=13\ \text{m/s}$ , on observe également un changement dans les concentrations. Plus la vitesse du vent augmente, moins la dispersion des points est grande indiquant que lorsque le vent est fort, il devient un paramètre déterminant.

La figure 6.9(c) présente les concentrations en aérosols de diamètre  $5\ \mu\text{m}$ . Pour  $U_{20} < 13\ \text{m/s}$ , on observe pas de différence significative indiquant que le fetch ne joue pas un rôle particulier. Par contre pour  $U_{20} > 13\ \text{m/s}$ , pour  $X=100\ \text{km}$ , l'augmentation du nombre de particules est plus grande et devient supérieure que pour  $X=25\ \text{km}$ . Pour  $D_{80}=5\ \mu\text{m}$ , il y a donc plus de particules générées pour un long fetch que pour un court fetch par vent fort.

La figure 6.9(d) présente les concentrations en aérosols de diamètre  $10\ \mu\text{m}$ . Les mêmes remarques que pour les aérosols de  $5\ \mu\text{m}$  peuvent être faites. C'est à dire que, pour  $X=100\ \text{km}$  et  $X=25\ \text{km}$ , les aérosols évoluent différemment suivant que la vitesse du vent est inférieure ou supérieure à  $13\ \text{m/s}$ . Cependant, malgré cette l'augmentation des concentrations avec la vitesse du vent, la démarcation entre le nombre de particules pour un long fetch et pour un court fetch est moins évidente. On ne peut pas affirmer qu'il y a plus d'aérosols dans l'atmosphère comme c'est le cas pour  $D_{80} = 5\ \mu\text{m}$  car le dépôt par gravité devient important. Si l'augmentation du fetch induit une augmentation de la couverture moutonneuse et donc de la production de particules marines, lorsque la taille des particules augmente, elles sont transportées sur de plus courtes distances.

Jusqu'à maintenant, nous n'avons pas abordé l'influence de la stationnarité du vent sur les concentrations en aérosols. Celle-ci est abordée à travers la figure 6.10. Grâce au calcul de  $a_U$  et au critère de stationnarité défini par [Hansson & Philips \(1999\)](#) et pour  $\Delta t = 15\ \text{minutes}$ , on peut définir deux périodes pour lesquelles le champ de vents est stationnaire. La première le 15/05-11H00 UTC au 15/05-17H00 UTC et la deuxième le 16/05-14H00 UTC au 16/05-18H00 UTC. Ces périodes de stationnarité de  $U_{20}$  sont mis en relief sur la figure 6.10(a).

Concernant les concentrations en aérosols de taille  $0.5\ \mu\text{m}$ ,  $5\ \mu\text{m}$  et  $10\ \mu\text{m}$  en situation stationnaire, elles sont présentées dans les figures 6.10(b), 6.10(c) et 6.10(d). Il n'apparaît plus que les mesures pour lesquelles le vent est supérieur à  $13.5\ \text{m/s}$ . On distingue plus directement le rôle joué par le fetch, la vitesse du vent et la taille des particules. Pour  $0.5\ \mu\text{m}$ , il y a plus de particules par court fetch que par long fetch. Pour  $5\ \mu\text{m}$ , il y a augmentation du nombre d'aérosols avec la vitesse du

vent quelque soit le fetch, et la génération d'aérosols est plus élevée pour  $X=100$  km que pour  $X=25$  km. Pour  $10\mu m$ , on distingue moins l'influence du fetch et du vent.

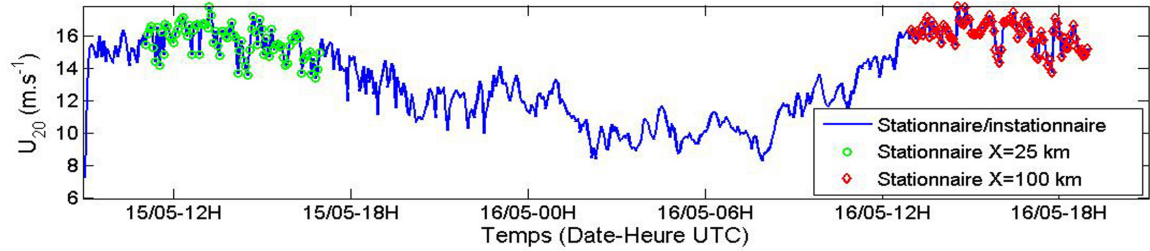
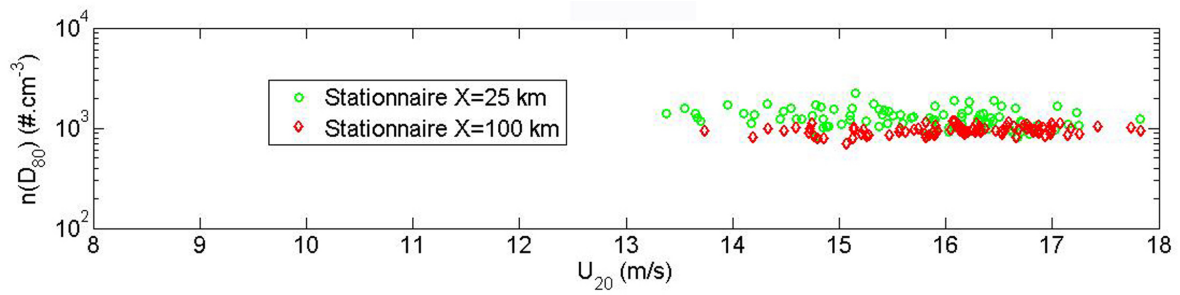
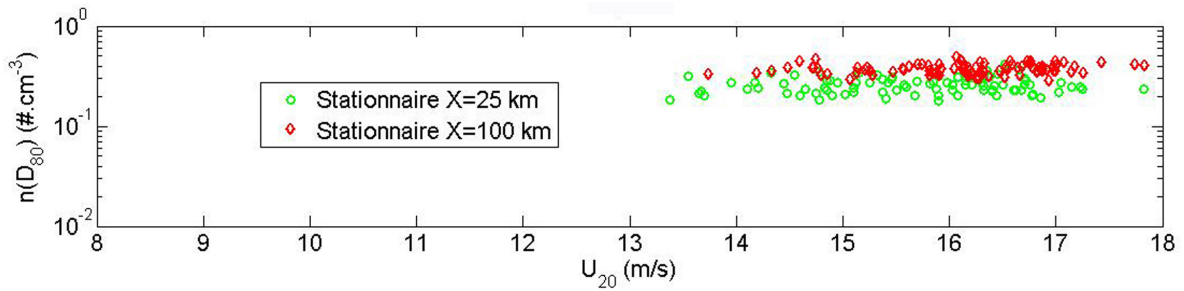
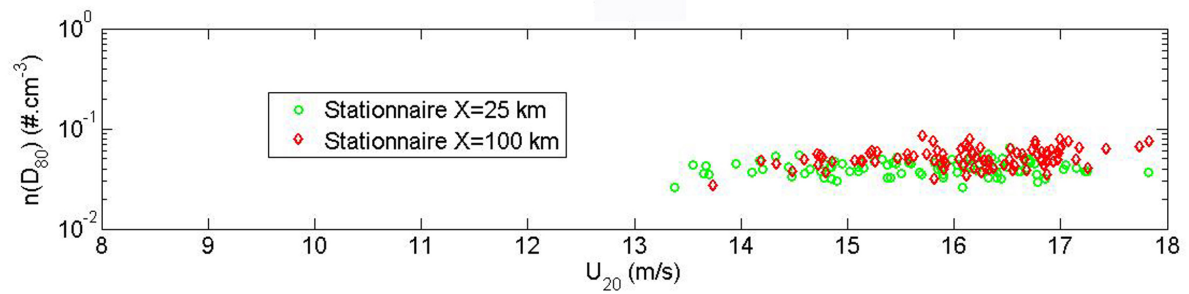
(a)  $U_{20}(m/s)$ (b)  $D_{80} = 0.5\mu m$ (c)  $D_{80} = 5\mu m$ (d)  $D_{80} = 10\mu m$ 

FIGURE .6.10 – Concentrations des aérosols  $n(D_{80})$  de tailles  $0.5\mu m$ ,  $5\mu m$ ,  $10\mu m$  en fonction de la vitesse du vent  $U_{20}$  et du fetch  $X$  en conditions stationnaires pour le 15-16 Mai 2007 à Porquerolles

#### 6.2.4 Influence du fetch sur les distributions en aérosols

Dans le paragraphe précédent l'influence du fetch a été mis en évidence seulement pour trois diamètres de particules. Maintenant on souhaite étudier l'influence du fetch sur l'ensemble des particules que l'on peut mesurer avec les sondes granulométriques.

La figure (.6.11) présente les distributions en aérosols mesurées pour un fetch  $X=25$  km et  $X=100$  km. Les courbes représentées sont une moyenne de l'ensemble des distributions mesurées le 15/05/2007 entre 14H00 UTC et 18H00 UTC pour  $X=25$  km (figure (6.5(a))) et la moyenne de l'ensemble des distributions mesurées le 16/05/2007 entre 11H00 UTC et 17H00 UTC pour  $X=100$  km. La vitesse moyenne du vent est équivalente pour les deux fetch et respectivement,  $\bar{U}_{20} = 15.5$  m/s et 16 m/s.

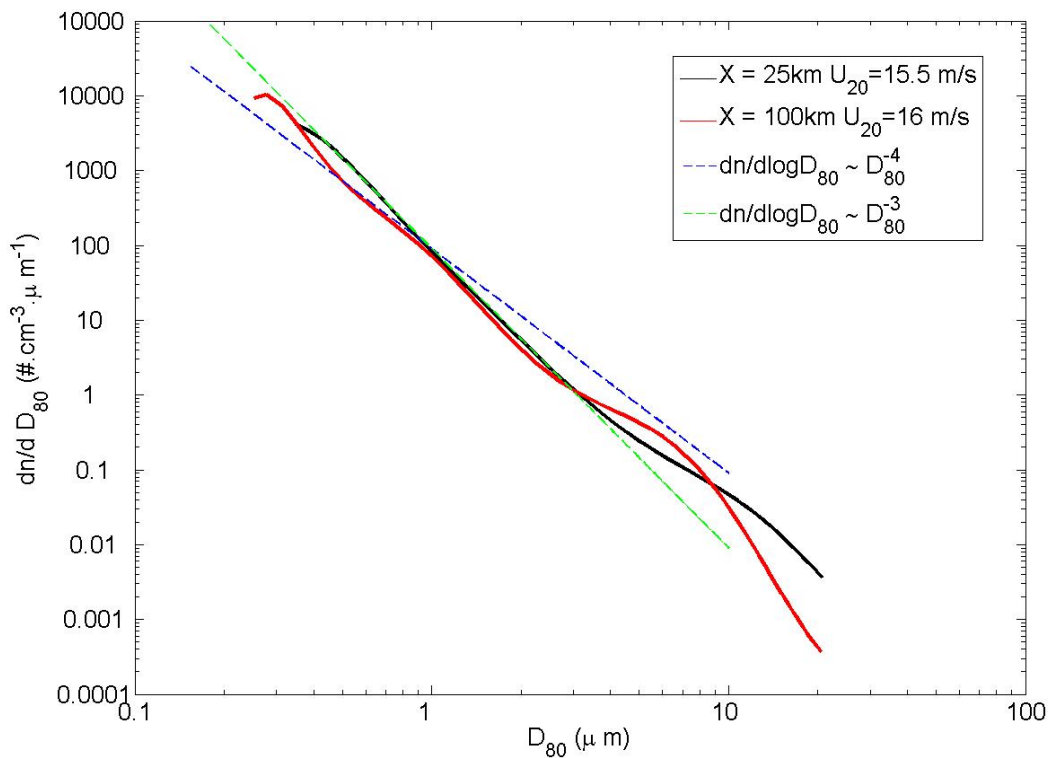


FIGURE .6.11 – Comparaison des distributions en tailles des aérosols pour les fetch de 25 km et 100 km

Pour décrire les distributions en aérosols d'origine continentaux ou anthropiques de tailles  $0.1 \mu m \leq r_{80} \leq 1 \mu m$ , la loi de puissance de Junge (Junge (1963)) est couramment utilisée :

$$\frac{dn}{d\log D_{80}} \propto D_{80}^{-3} \quad (.6.4)$$

On remarque que cette loi reproduit la variation des concentrations en aérosols pour  $X=100$  km et  $0.5 \mu m \leq D_{80} \leq 1 \mu m$  mais ne reproduit pas du tout la variation des concentrations pour  $X=25$ km. Ceci est paradoxale car à long fetch, la distance de mer parcourue par la masse d'air est plus grande qu'à court fetch. Ainsi, la source en aérosols continentaux ou enthropiques s'estompant à la transition terre/mer, plus la masse d'air passe de temps au-dessus de la mer, plus les concentrations de ces particules diminuent se déposant à la surface par gravitation. A l'inverse, plus la masse d'air passe de temps au dessus de la mer, plus elle se charge en particules

marines générées par le déferlement des vagues.

Par court fetch, la source continentale est plus proche et le mélange d'aérosols continentaux/Marins est plus prononcé et majoritairement les particules concernées sont celles pour lesquelles  $D \leq 1\mu m$ . On remarque, pour  $X=25$  km et pour  $0.2\mu m \leq D_{80} \leq 3\mu m$ , que la variation des concentrations en aérosols est bien reproduite par une loi de puissance en  $D_{80}^{-4}$ . Pour  $X=100$  km, cette loi décrit également bien les concentrations pour  $1\mu m \leq D_{80} \leq 3\mu m$ .

Lorsque l'on compare les distributions en tailles pour les fetch de 25 km et 100 km, on peut distinguer 4 zones : la première pour  $0.2\mu m \leq D_{80} \leq 0.3\mu m$ , la deuxième pour  $0.3\mu m \leq D_{80} \leq 3\mu m$ , la troisième pour  $3\mu m \leq D_{80} \leq 10\mu m$  et enfin la quatrième pour  $D_{80} \geq 10\mu m$ .

Pour la première zone, on observe que les aérosols pour lesquels  $D_{80} \leq 0.3\mu m$  sont plus nombreuses pour un long fetch que pour un court fetch. Les études menées par [Piazzola et al. \(2003\)](#), [Vignati et al. \(1999\)](#), [Van-Eijk & De-Leeuw \(1992\)](#) sur la caractérisation physique des aérosols en milieu côtier montrent que plus le fetch augmente plus les concentrations des particules sub-microniques diminuent pour les raisons évoquées précédemment. Or, sur la figure (.6.11), pour  $D_{80} \leq 0.3\mu m$  ce n'est pas le cas. Il est difficile de fournir une explication. Soit la mesure a été polluée par une source anthropique sur le site de mesure en éjectant des petites particules, mais compte tenu compte des protocoles expérimentaux cette hypothèse est peu valable, soit, malgré la direction bien Ouest du vent, des particules d'origine continentale dont la source se trouve au niveau de la baie de Toulon sont parvenues jusqu'au site de mesure.

Pour la deuxième zone, les concentrations pour  $X=100$  km sont plus faibles que pour pour  $X=25$  km. Cette observation rejoint celles de [Piazzola et al. \(2003\)](#), [Vignati et al. \(1999\)](#), [Van-Eijk & De-Leeuw \(1992\)](#).

Pour la troisième zone, les concentrations augmentent pour  $X=100$  km par rapport à celles pour  $X=25$  km. Les tailles de particules concernées sont inférieures à  $10\mu m$ , or selon [Lewis & Schwartz \(2004\)](#) pour  $U_{20} = 10m/s$  une particule de  $4\mu m$  peut parcourir plus de 2000 km avant d'être redéposée et une particule de  $10\mu m$  peut parcourir plus de 330 km. Ainsi, plus le fetch augmente, plus la contribution marine est importante, les aérosols marins ont pu s'accumuler en plus grand nombre dans l'atmosphère.

Pour la troisième zone, c'est à dire pour  $D_{80} \geq 10\mu m$ , on observe un comportement inverse : Les concentrations pour  $X=100$  km chutent complètement par rapport à celles pour  $X=25$  km. Au delà de  $10\mu m$ , les temps de résidence des aérosols dans l'atmosphère diminuent car du fait de leur taille le dépôt par la gravité est plus importante. Mais, ce n'est pas suffisant comme explication car une particule de diamètre  $30\mu m$  est capable de parcourir plus de 50 km pour  $U_{20} = 10m/s$ . Ainsi, au niveau de la source des aérosols marins, c'est à dire au niveau de déferlement, il y a certainement une évolution des processus de production lorsque le fetch augmente. A court fetch, les vagues sont jeunes alors que lorsque le fetch est grand les vagues on parcouru une distance plus longue. On a donc plutôt à faire à des vagues dites vieilles. Étant donné que le flux interfacial d'aérosols  $f_{int}$  est proportionnelle à la couverture de Whitecaps  $W(\%)$ , si  $W(\%)$  diminue avec l'âge des vagues, c'est à dire avec le fetch, alors le nombre de particules générées diminue également. Pour  $X=25$  km, la production est plus importante et la distance à parcourir est assez courte pour que les aérosols parviennent jusqu'au site de mesure, alors que pour  $X=100$ , km moins de particules sont produites sur la distance maximale qu'elles peuvent parcourir.

### 6.2.5 Influence du vent sur les distributions en aérosols

Les figures 6.12(a) et 6.12(b) montrent les variations avec la vitesse du vent des distributions en tailles mesurées.

Pour  $X=100$  km, une augmentation significative de la concentration sur toute la gamme de tailles est notée. Si ce résultat n'est pas réellement surprenant pour les aérosols supermicro-niques composant le mode grossier, il est intéressant de constater que les particules fines sont également concernées. Ainsi, par fort vent et par court fetch, la production d'aérosols marins submicroniques est à considérer. Ceci est en accord avec les résultats observés par Reid *et al.* (2001b) qui constatent l'augmentation de la production d'aérosol de diamètre  $0.26 \mu m$  avec le fetch et pour  $U_{20} \geq 12$  m/s. O'Dowd & Smith (1993), en plein océan, ont également détecté la présence d'aérosol marins de type primaire de diamètre  $0.1 \mu m$ .

Cependant l'augmentation des concentrations avec la vitesse du vent n'est pas systématique. C'est ce que montre la figure 6.12(a). Même si  $U_{20} = 16$  m/s, les concentrations en aérosols ne sont pas les plus élevées. La distribution en aérosols mesurée le 15/15-19H00 a été choisie car elle correspond au moment où il y a un pic de concentration. Celui ci à déjà été mentionné lors de l'étude de l'évolution temporelle des concentrations. On remarque que les différences apparaissent surtout pour  $0.5 \mu m < D_{80} < 4 \mu m$ . Le fait que les particules les plus fines soient les plus affecter montre bien que le processus responsable du pic de concentrations n'est pas lié à la production par le déferlement.

Ces exemples peuvent expliquer la disparité et les faibles valeurs des coefficients de corrélation lorsqu'on cherche à modéliser le comportement des aérosols en effectuant des régressions linéaires avec la vitesse du vent.

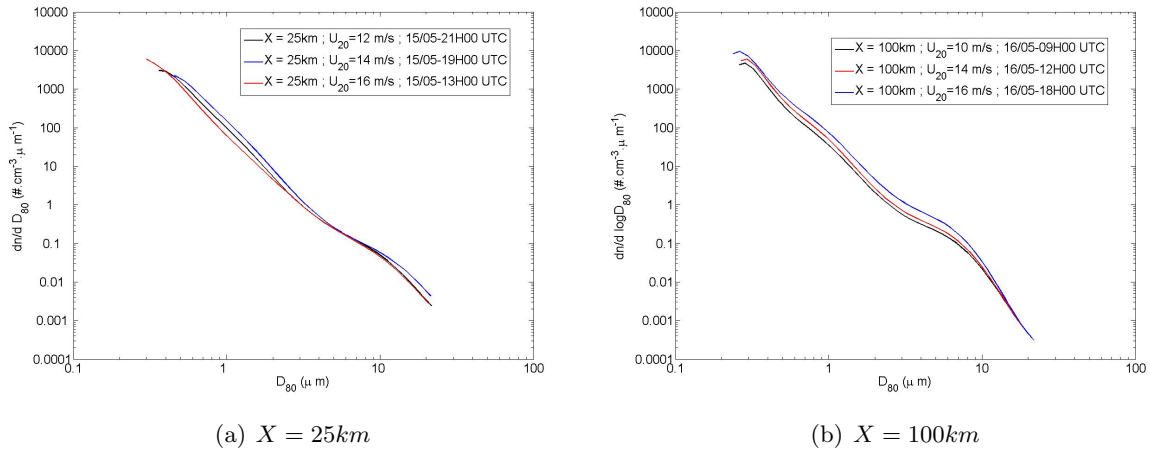


FIGURE .6.12 – Comparaison des distributions en tailles des aérosols pour différentes vitesses de vent

### 6.2.6 Influence de la hauteur de la CLAM

L'étude de l'évolution temporelle des concentrations en aérosols pour  $D_{80} = 0.5 \mu m$ ,  $5 \mu m$  et  $10 \mu m$  à travers la figure 6.7 a permis de mettre en relief deux pics de concentrations le 15/05/2007 à 19H00 UTC et le 16/05/2007 à 20H00 UTC. D'autre part, on a remarqué que ces augmentations de concentrations ne sont pas reliées à une augmentation de la vitesse du vent et donc à une augmentation de la production d'aérosols à la surface de la mer.

Le fait que ces pics aient lieu en fin de journée nous permet de supposer qu'ils peuvent être reliés à la variation de la hauteur de la CLAM. C'est l'hypothèse que nous allons développer dans ce paragraphe.

Au dessus de la couche de surface se trouve la couche d'Ekman où la force de Coriolis n'est plus négligeable devant les effets turbulents induits par la surface. Lorsque l'on traite de transport d'aérosols ou de polluants de toutes natures (gaz/particules), on la désigne également comme la couche de mélange. Toute substance émise dans la CLAM est dispersée horizontalement et verticalement par la turbulence qu'elle soit d'origine thermique ou mécanique. Elle se trouve mélangée de manière homogène sur une couche de hauteur  $h$  (hauteur de la couche de mélange). Le mélange est complet à condition que l'action de la turbulence dure un temps suffisamment long et qu'il n'y ait pas de puits significatifs. Ainsi, en ce qui concerne les aérosols, les particules doivent être suffisamment petites pour que le dépôt gravitationnel ne soit pas prépondérant. Selon Lewis & Schwartz (2004), les aérosols concernés sont ceux pour lesquels  $r_{80} < 10 - 15 \mu m$ . Il n'existe pas de définition précise pour la mesure ou le calcul de  $h$ , on peut trouver dans Seibert *et al.* (1997) la définition suivante : **La hauteur de la couche de mélange est la hauteur de la couche adjacente à la surface dans laquelle tous polluants ou généralement tous constituants sont dispersés par la convection d'origine thermique ou mécanique sur une échelle de temps de l'ordre d'une heure.**

On comprend bien que  $h$  sera différent si la CLAM est stable ou instable et si la turbulence est d'origine mécanique ou/et thermique. On différencie également les périodes nocturnes des périodes diurnes.

Dans le cas le plus simple c'est à dire où le vent est faible, il est admis que durant la journée, la variation de  $h$  est due aux effets radiatifs induits par le rayonnement solaire sur la surface. Le matin la couche de mélange est basse, l'atmosphère est en condition stable. En chauffant, la surface réchauffe les plus basses couches de l'atmosphère et de la turbulence thermique apparaît. Ainsi, la hauteur de la couche de mélange augmente avec une vitesse  $v_{ent} = \frac{dh}{dt}$  et atteint sa hauteur maximal vers 12h00. Vers 18H00, l'intensité du rayonnement solaire diminue, la convection thermique devient moins forte,  $h$  diminue pour atteindre son niveau le plus bas en début de soirée.

L'impact sur les concentrations en aérosols apparaît donc. En l'absence de changement significatif au niveau de la source des particules et en l'absence de puits (précipitations), lorsque  $h$  diminue les particules se trouvent alors mélangées sur une couche de hauteur plus faible. Dans le cas de notre étude, on observe que les concentrations en aérosols augmentent de manière conséquente alors que le vent diminue. La diminution de la CLAM en fin de journée pourrait donc l'expliquer. Dans le cas du Mistral, le problème est beaucoup plus compliqué dans la mesure où l'évolution de  $h$  est régit à la fois par l'évolution de la turbulence thermique mais également par la turbulence d'origine mécanique. Ainsi, l'évolution de  $h$  au cours de la journée du 15 et du 16 Mai 2007 a de forte chance d'être différente du "simple" cas de convection libre.

Il aurait donc été très intéressant de procéder à des mesures de hauteurs de la CLAM en procédant par exemple à des mesures par radio-sondage, profileur de vent ou à l'aide de LIDAR afin d'obtenir une estimation de  $h$  au cours de la journée. Un grand nombre de paramétrisations ont été développées enfin d'être utilisées dans des modèles de dispersion de polluants. On peut trouver une revue particulièrement bien fournie dans Seibert *et al.* (1997). La grande majorité de



ces modèles sont réduits à des conditions d'atmosphères stables ou neutres pour des conditions stationnaires. Les formules les plus populaires sont écrites sous la forme :

$$h = Cu_* / |f| \quad \text{ou} \quad h = Cu_* L / |f|$$

où  $C$  est une constante et  $f$  est le paramètre de Coriolis. Cependant, les auteurs s'accordent à dire que la prédiction de la croissance de  $h$  dans le cas de l'atmosphère instable est beaucoup moins évidente. D'ailleurs ces modèles sont moins nombreux. Une équation pronostique qui pourrait être utilisée dans notre cas, et couramment utilisée, a été proposée par [Driedonks \(1981\)](#) :

$$\frac{dh}{dt} = A \frac{u_* \theta_*}{(\theta_h - \theta_{surface})} + B \frac{u_*^3 * T_r}{gh(\theta_h - \theta_{surface})} \quad (.6.5)$$

où il est conseillé de prendre pour les coefficients  $A$  et  $B$  les valeurs 0.2 et 5. L'inconvénient du modèle de [Driedonks \(1981\)](#), comme c'est d'ailleurs aussi le cas pour d'autres modèles très similaires, est qu'il nécessite de connaître  $\theta_h$  la température potentielle au dessus de la couche limite atmosphérique. Ainsi, pour une utilisation pratique de ce type de formule, on est obligé de procéder à une mesure *in situ*.

### 6.2.7 Vitesse de frottement et Stabilité atmosphérique

Pour modéliser la variation des concentrations en aérosols marins au dessus de la surface de la mer il est pratique d'utiliser la vitesse du vent à une hauteur de référence telle que  $U_{20}$  car il s'agit d'une quantité facilement mesurable. Cependant, la vitesse moyenne n'est pas physiquement directement liée aux processus qui participent à la variation des concentrations en particules dans la couche de surface, que ce soit au niveau de la production ou au niveau du mélange turbulent dans la CLAM.

A mon sens, un paramètre qui est plus légitimement apte à décrire les aérosols marins dans la CLAM est la vitesse de frottement  $u_*$ . En effet, non seulement  $u_*$  caractérise la turbulence dans la couche de surface et donc caractérise la manière dont seront mélangés les aérosols injectés dans la couche de surface.  $u_*$  est également le paramètre crucial pour le calcul du taux de déferlement ( $W(\%)$ ) et donc la production d'aérosols.

Le problème majeur est que  $u_*$  n'est que très rarement mesurée, on en est donc réduit à la modéliser. Bien que toutes études réalisées avec des grandeurs modélisées doivent être prises avec précaution car les résultats différents suivant les hypothèses faites, on propose dans ce paragraphe d'étudier comment  $u_*$  et la stabilité varient dans la couche de surface au cours d'un épisode de Mistral.

Dans un premier temps, le lecteur trouvera une méthode afin de calculer le paramètre de stabilité  $\xi = z/L$  et ensuite  $u_*$ . On appliquera cette méthode pour calculer leur évolution pour l'épisode de Mistral du 15 et 16 Mai 2007.

#### a/ Méthode de calcul

Le calcul du flux de quantité de mouvement dans la couche de surface via les fonctions universelles et donc via la longueur de [Monin & Obukhov \(1954\)](#) impose de recourir à des procédures itératives coûteuses du fait de la forte non-linéarité des fonctions analytiques. Ainsi, pour les modèles atmosphériques opérationnels [Louis \(1979\)](#) a développé une formulation des fonctions de stabilités pouvant être résolue de manière plus explicitement pour une longueur de rugosité  $z_{0m}$  donnée en utilisant le nombre de Richardson Bulk  $Ri_B$ . Plusieurs autres formulations ont été proposées par la suite ([Louis et al. \(1982\)](#); [Holtslag & Bruin \(1996\)](#); [Byun \(1990\)](#); [Launiainen \(1995\)](#)). Une revue de ces différentes méthodes est réalisée dans [den hurk & Holtslag \(1997\)](#) où les auteurs comparent leurs performances à celles du modèle itératif. Il en sort que la formulation



de Launiainen (1995) donne les résultats les plus satisfaisants. C'est cette formulation que nous utiliserons pour le calcul de  $\xi$  et  $u_*$  à partir des vents moyens enregistrés lors des campagnes de mesures à Porquerolles. Elle est définie de la manière suivante :

Pour  $Ri_B = \frac{z_{ref}g(\theta_{ref}-\theta_0)}{T_{ref}(\bar{u}_{ref})^2} > 0$  (condition stable) :

$$z_{ref}/L = \left[ \frac{(\ln(z_{ref}/z_{0m}))^2}{\ln(z_{ref}/z_{0h})} - 0.55 \right] Ri_B \quad (.6.6)$$

Pour  $Ri_B = \frac{z_{ref}g(\theta_{ref}-\theta_0)}{T_{ref}(\bar{u}_{ref})^2} < 0$  (condition instable) :

$$z_{ref}/L = \left[ 1.89 \ln\left(\frac{z_{ref}}{z_{0m}}\right) + 44.2 \right] Ri_B^2 + \left[ 1.18 \ln\left(\frac{z_{ref}}{z_{0m}}\right) - 1.5 \ln\left(\frac{z_{0m}}{z_{0h}}\right) - 1.37 \right] Ri_B \quad (.6.7)$$

Pour  $z_{0h}$  (longueur de rugosité thermique) et  $z_{0m}$ , on choisira le modèle de Miller :

$$\begin{aligned} z_{0h} &= \frac{0.11\nu}{u_*} + \frac{0.015u_*^2}{g} \\ z_{0m} &= \frac{0.40\nu}{u_*} + 1.5 \cdot 10^{-5} \end{aligned} \quad (.6.8)$$

Pour obtenir Cd, il suffit d'injecter le  $\xi$  calculé dans l'équation .1.26.  $u_*$  est alors donné simplement par l'équation .1.25.

## b/ Résultats

La figure (.6.14) présente l'évolution de la température de l'air ( $T_{air}$ ), de  $\xi = z/L$  et  $u_*$  pour le 15 et 16 Mai 2007.

Sur la figure 6.14(a), la température de la mer ( $T_{mer}$ ) est également représentée. Ne possédant pas de mesures, l'hypothèse a été faite de prendre une température moyenne calculée à l'aide de données issues de centre Européen ECMWF. Il s'agit donc d'une hypothèse assez grossière qui illustre bien le problème d'utiliser des valeurs modélisées. En effet, la température de surface ( $\theta_0$ ) intervient de manière prépondérante dans le calcul du nombre de Richardson Bulk  $Ri_B$ . La figure .6.13 illustre les différences engendrées sur  $Ri_B$  par l'estimation de la température de la mer dans le cadre de notre étude.

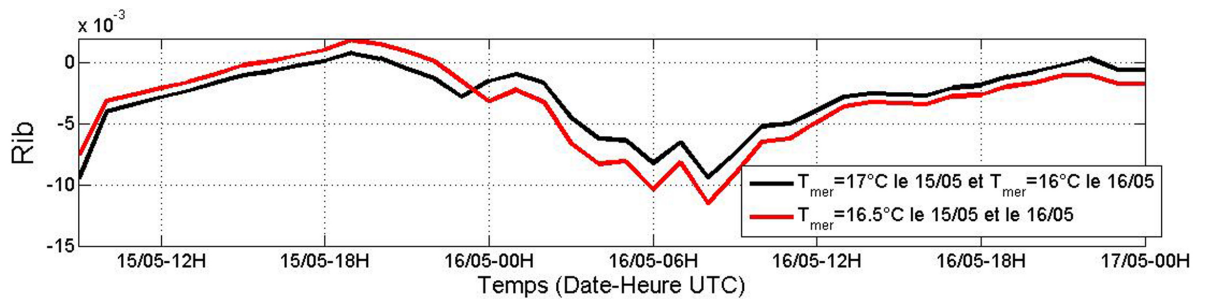


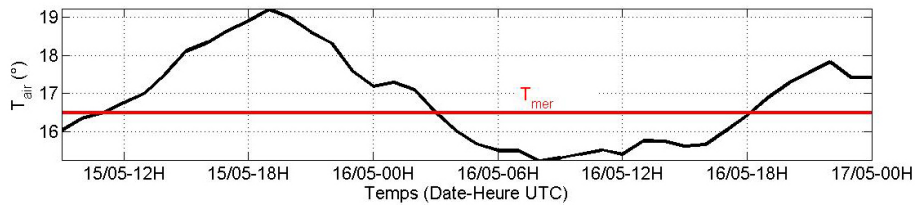
FIGURE .6.13 – Calcul du nombre de Richardson Bulk Rib pour différentes températures de la mer

Étant donné que  $\xi$  est calculé suivant le signe de Rib, on remarque que l'on obtient des valeurs positives indiquant une atmosphère stable le 15/05 entre 15H00 UTC et 22H00 UTC lorsque  $T_{mer}=16.5^\circ\text{C}$ , alors que si  $T_{mer}=17.0^\circ\text{C}$  on observe que Rib est positif entre 18H00 UTC et 20H00 UTC.

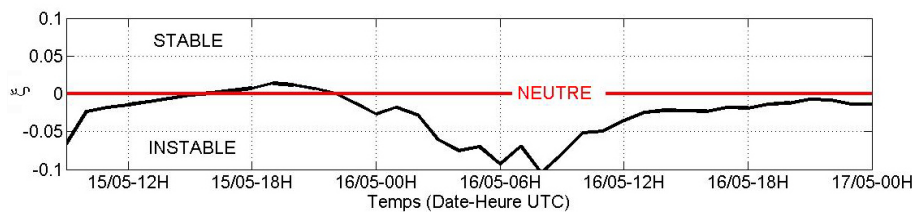
Il faut donc admettre qu'en l'absence de mesures précises de la températures de la mer, mais plus généralement de comparaisons entre des valeurs mesurées de  $u_*$  et les valeurs modélisées par la méthode indiquée, il ne s'agit encore que d'estimations.

Cependant, l'étude de la figure 6.14(a) et 6.14(b) permet de faire une critique importante sur une approximation largement répandue dans la littérature. En effet, il existe une confusion dans l'estimation de la stabilité atmosphérique. Celle-ci est souvent déterminée à partir de la différence entre la température de l'air et la température de la mer (stable si  $ASTD=(T_{air} - T_{mer}) > 0$  et instable si  $ASTD=(T_{air} - T_{mer}) < 0$ ). Or, si cela est vrai lorsqu'il n'y a pas de vent (Régime de convection libre), la figure 6.14(b) montre que ce n'est pas le cas en situation de Mistral où les vent sont forts. Dans la couche de surface, pour déterminer dans quel état se trouve l'air à une altitude de référence (ici  $z=20m$ ) il faut calculer la longueur de Monin-Obukhov  $L$  et donc le paramètre  $\xi = z/L$ . La plupart du temps, pour le 15 et 16 mai 2007, même si  $\Delta T > 0$ ,  $\xi < 0$ , sauf le 15/05 à 19H00, indiquant par régime de Mistral l'atmosphère est instable la quasi-majorité du temps.

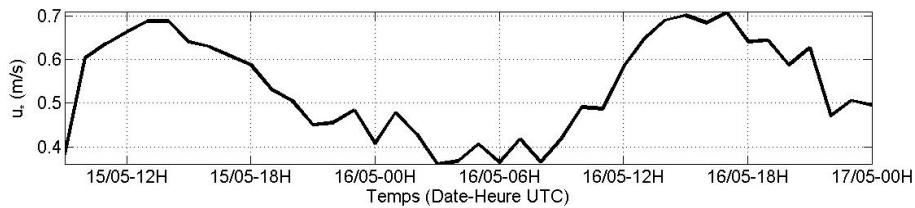
La figure 6.14(c) présente les valeurs prises par  $u_*$ , on remarque que ces dernières suivent la même évolution que la vitesse du vent à 20 mètres. Lorsque le vent est fort, la vitesse de frottement à la surface est importante. Cependant, dans le calcul de  $u_*$ , une hypothèse importante à été faite : Seule la contribution liée au vent a été prise en compte. Or, l'état de mer a aussi un impact sur le frottement à la surface comme l'indique l'équation 1.8. En introduisant l'effet des vagues dans le calculs de  $u_*$ , on pourrait bien avoir une évolution différente qui serait physiquement beaucoup plus réaliste.



(a) Température de l'air  $T_{air}$



(b) Paramètre de stabilité  $\xi = z/L$



(c) Vitesse de frottement  $u_*$

FIGURE .6.14 – Evolutions temporelles de la température de l'air  $T_{air}$ , de la vitesse de frottement  $u_*$  et du paramètre de stabilité  $\xi = z/L$  pour le 15-16 Mai 2007

## 6.3 Conclusion

Dans ce chapitre, nous nous sommes intéressés à la variation des concentrations en aérosols pendant un épisode de Mistral survenu lors de la campagne de mesures de Porquerolles 2007. Nous avons pu mettre en évidence l'influence du fetch et celle de la vitesse du vent sur les distributions des particules. Nous avons également mis en relief l'importance de la variation de la hauteur de la CLAM. Pour une meilleure compréhension des processus de stabilité thermique de l'atmosphérique nous avons proposé une méthode afin d'avoir une estimation du paramètre  $\xi$ .

Concernant l'amélioration de Medex, on a vu qu'il est encore difficile de trouver de meilleurs paramètres autres que  $U_{20}$  et le fetch pour modéliser les concentrations en aérosols. Il est donc d'une importance capitale de réaliser d'autres mesures aérosolaires sur Porquerolles afin d'augmenter la base de données particulièrement par fetch court et pour différents cas de stabilité atmosphérique. De plus, il apparaît dans cette étude le manque d'information sur l'état de la mer et sur la couverture moutonneuse. Le fetch est un paramètre pratique qui permet de modéliser empiriquement le transport et la production des aérosols. Sans informations supplémentaires sur le champ de vagues telle que l'évolution de l'âge des vagues avec le fetch, on est limité dans l'évaluation réelle de la contribution marine.



## Chapitre 7

# Application : Modélisation numérique du transport des aérosols marins

### 7.1 introduction

Ce chapitre présente le modèle numérique de transport des aérosols pour lequel nous sommes encore en phase de développement. Les choix des paramétrisations pour les processus d'échanges turbulents, de dépôt sec et les flux d'aérosols sont simplifiés. Une première étude nous a permis de juger de la validité des résultats obtenues par rapport à des mesures expérimentales. Nous nous sommes également intéressés à simuler le transport d'aérosols issus de la zone de surf, lieu d'une production importante d'aérosols marins. L'aspect particulièrement utile du modèle est qu'il nous permet de nous faire une première idée sur l'impact de la stabilité thermique sur les profils verticaux et horizontaux de particules.

## 7.2 Modélisation numérique : le modèle MACMod

MACMod (**M**odeling **A**erosols **C**oncentration **M**odel) est un modèle bidimensionnel instationnaire décrivant l'évolution de concentrations d'aérosols en milieu marin. L'équation de transport pour les concentrations est intégrée en coordonnées cartésiennes utilisant la méthode des volumes finis (Patankar & Spalding, 1972). Les données environnementales comme la vitesse de vent, la vitesse de frottement et les températures de l'air et de la mer peuvent être soit pré-calculées par un modèle météorologique tels que RAMS, soit issues de modèles théoriques, soit prises comme constantes.

Des sous-programmes ont été développés pour chaque processus physiques comme la fonction de source des aérosols, la déposition sèche des aérosols sur la surface marine, la sédimentation gravitationnelle et la dispersion turbulente.

### 7.2.1 Equation générale de transport

L'équation de transport .1.53 est réécrite sous une forme plus générale avec  $C$ , la concentration en aérosols pour un diamètre d'aérosol donné :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + (\vec{U} \cdot \vec{\nabla})C = -div\vec{F} + S \quad (.7.1)$$

où  $\vec{U}$  représente le vent moyen (u,v,w).  $\vec{F}$  est le flux d'aérosols (autre que le flux purement convectif).  $S$  représente les termes de dissipation et de création volumique par les processus d'évaporation, de condensation et de nucléation. Le but étant de généraliser dans l'avenir le modèle aux aérosols plus petits que  $0.1 \mu m$ .

La composante verticale du flux peut être décomposée en trois termes :

$$F_z = \overline{w'c'} + V_g C + D \frac{\partial C}{\partial z} \quad (.7.2)$$

Le premier terme correspond à la diffusion turbulente, le deuxième terme correspond au flux de dépôts causé par le champ de gravité. Le dernier terme correspond au flux de diffusion particulaire. Le premier terme dans le flux vertical est exprimé en utilisant le coefficient de mélange turbulent  $K$  qui tient compte de la stabilité atmosphérique, de la rugosité surface, de l'inertie de la particule :

$$\overline{w'c'} = -K \frac{\partial C}{\partial z} \quad (.7.3)$$

La variation temporelle de concentration d'une particule de rayon  $r$  est donné par :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -(\vec{U} \cdot \vec{\nabla})C + \frac{\partial}{\partial z}[(K + D) \frac{\partial C}{\partial z} + V_g C] + S \quad (.7.4)$$

### 7.2.2 Discrétisation

#### a/ Maillage

La modélisation est faite à l'aide de la méthode des volumes finis (Patankar, 1980) en utilisant directement l'équation du bilan de la concentration. La modélisation est bidimensionnelle (axes  $x$  et  $z$ ), instationnaire. Le champ de vitesses moyennes de l'écoulement est supposé pré-calculé (à l'aide de RAMS ici), il n'y a donc pas de rétro-action de la part des aérosols. Il est disponible avec une fréquence donnée (correspondant à un intervalle de temps différent du pas de temps d'intégration). La taille des mailles dans la direction horizontale est constante, elle est variable

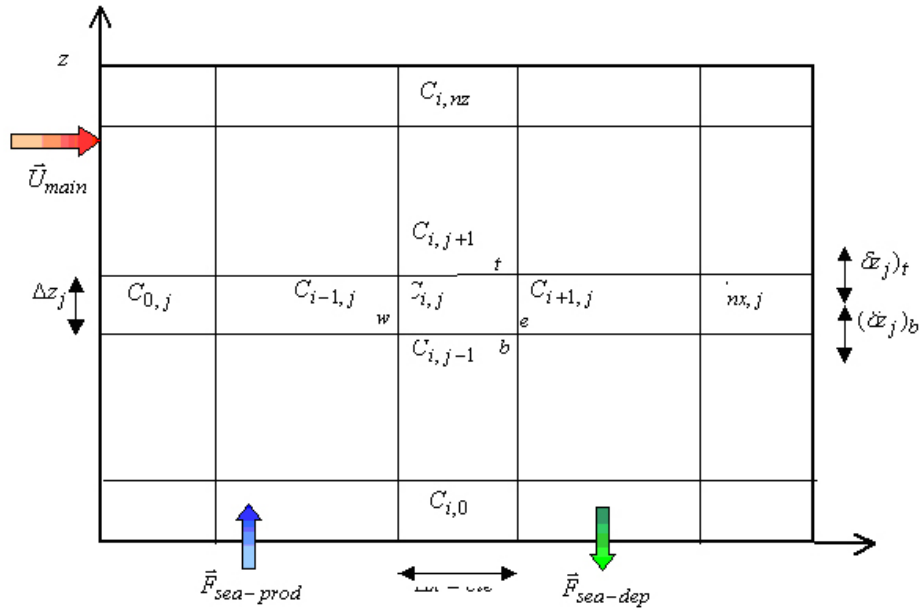


FIGURE 7.1 – Domaine de calcul

dans la direction verticale. On ne considère ici qu'une seule taille d'aérosols et donc aucun transfert entre différentes tailles (par coalescence ou éclatement). Les conditions aux limites retenues sont les suivantes :

- Au sommet du domaine ( $z = z_{top}$ ), la concentration est prise égale à zéro. Cela suppose que le haut soit suffisamment élevé pour que cela soit réaliste physiquement.
- A la base du domaine (surface de la mer,  $z = 0$ ), on prend un flux (vertical) d'aérosols supposé connu, variable en espace et en temps  $F_{sea}(x, t)$ . La définition horizontale correspond à celle du maillage, la résolution temporelle est indépendante du pas de temps d'intégration.
- A l'entrée du domaine ( $x = 0$ ), on prend un profil de concentration d'aérosols supposé connu, variable en espace et en temps  $C_{in}(z, t)$ . La définition verticale correspond à celle du maillage, la résolution temporelle est indépendante du pas de temps d'intégration. On doit veiller à avoir  $C_{in}(z, t) = 0$ . La définition d'une entrée du domaine présuppose que le vent moyen a une direction privilégiée correspondant à l'orientation bidimensionnelle de la grille de calcul. En cas de variations importantes de la direction du vent, le modèle (avec ces conditions aux limites) ne marchera plus.
- A la sortie du domaine ( $x = x_{max}$ ), il est inutile de fixer des conditions

Le maillage (figure 7.1) utilisé comporte  $nx + 1$  mailles suivant la direction  $x$ ,  $nz + 1$  mailles suivant la direction  $z$  (voir schéma). Les valeurs  $\Delta z_f$  (taille verticale d'une maille),  $\Delta z_{f_t}$  (distance entre le point représentatif de la maille considérée et celui de la maille du dessus) et  $\Delta z_{f_b}$  (distance entre le point représentatif de la maille considérée et celui de la maille du dessous) sont différentes puisque le maillage vertical n'est pas régulier.

Les faces des volumes (voir schéma) sont désignées par t(op), b(ottom), w(est) et e(ast). L'indice utilisé est écrit en minuscule par convention.



## b/ Equations discrétisées

**Points intérieurs** ( $1 \leq j \leq nz - 1$ ) L'équation de bilan de la concentration est intégrée dans un volume correspondant à une maille intérieure du domaine (d'indices i et j). Compte tenu de l'hypothèse bidimensionnelle, ainsi que celle du flux (uniquement vertical), cette équation s'écrit :

$$\underbrace{\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + w \frac{\partial C}{\partial z}}_A = \underbrace{-\frac{\partial F}{\partial z} + S}_B \quad (.7.5)$$

que l'on intègre sur le volume spatio-temporel (maille définie ci-dessus entre les temps t et  $t + \Delta t$ ). Les indices des surfaces devraient être  $w_i, e_i, b_i$  et  $t_i$ , mais pour simplifier l'écriture on n'indiquera pas les indices de maille, ils sont connus implicitement. On a :

$$\begin{aligned} A : & \int_w^e \int_b^t \int_t^{t+\Delta t} \frac{\partial C}{\partial t} dt dz dx + \int_t^{t+\Delta t} \int_b^t \int_w^e u \frac{\partial C}{\partial x} dx dz dt + \int_t^{t+\Delta t} \int_w^e \int_b^t w \frac{\partial C}{\partial z} dz dx dt \\ B : & - \int_t^{t+\Delta t} \int_w^e \int_b^t \frac{\partial F}{\partial z} dz dx dt + \int_t^{t+\Delta t} \int_w^e \int_b^t S dz dx dt \end{aligned} \quad (.7.6)$$

Le terme source est supposé constant dans la maille (spatiale) sur laquelle on effectue l'intégration. On prendra une valeur moyenne  $\bar{S}_{i,j}$  représentative de la maille étudiée. En la sortant de l'intégrale en espace il restera  $\int_w^e dx \int_b^t dz = \Delta x \Delta z_j$ . Compte tenu des hypothèses précédentes sur le maillage :

$$\begin{aligned} A : & \int_w^e \int_b^t [C]_t^{t+\Delta t} dz dx + \int_t^{t+\Delta t} \int_b^t [uC]_w^e dz dx + \int_t^{t+\Delta t} \int_w^e [wC]_b^t dx dt \\ B : & - \int_t^{t+\Delta t} \int_w^e [F_z]_b^t dx dt + \Delta x \Delta z_j \int_t^{t+\Delta t} [\bar{S}_{i,j}]_b^t dt \end{aligned} \quad (.7.7)$$

Les flux sont supposés constants à travers les surfaces du volume d'intégration, on peut donc les sortir du signe intégrale. Le premier terme de l'équation (terme de dérivée en temps dans l'équation de bilan) est supposé constant en espace, c'est-à-dire que les variations temporelles sont prépondérantes par rapport aux variations spatiales (pour ce terme). On peut donc le sortir de l'intégrale en espace :

$$\begin{aligned} A : & [C_{i,j}]_t^{t+\Delta t} \Delta x \Delta z_j + \Delta z_j \int_t^{t+\Delta t} [(uC)_e - (uC)_w] dt + \Delta x \int_t^{t+\Delta t} [(uC)_t - (uC)_b] dt \\ B : & - \Delta x \int_t^{t+\Delta t} [(F_z)_t - (F_z)_b] dt + \Delta x \Delta z_j \int_t^{t+\Delta t} \bar{S}_{i,j} dt \end{aligned} \quad (.7.8)$$

L'intégration en temps se fait à l'aide d'une interpolation pondérée entre la valeur de la fonction intégrée au temps antérieur (pour lequel on adjoindra un indice <sup>0</sup> à la fonction) et la valeur au nouveau temps (pas d'indice) de façon à avoir une valeur constante sur l'intervalle de temps. Pour une fonction G quelconque, on obtient :

$$\int_t^{t+\Delta t} G dt = \bar{G} \int_t^{t+\Delta t} dt = [(1-f)G^0 + fG] \Delta t \quad \text{où } f \in [0, 1] \quad (.7.9)$$

Ici, on utilise un schéma d'intégration implicite en temps, pour laquelle le paramètre  $f = 1$ . En divisant l'équation par  $\Delta t$  on a :

$$\begin{aligned} A : & \underbrace{(C_{i,j} - C_{i,j}^0) \frac{\Delta x \Delta z_j}{\Delta t}}_1 + \underbrace{\Delta z_j [(uC)_e - (uC)_w]}_2 + \underbrace{\Delta x [(uC)_t - (uC)_b]}_3 \\ B : & \underbrace{- \Delta x [(F_z)_t - (F_z)_b]}_4 + \underbrace{\Delta x \Delta z_j \bar{S}_{i,j}}_5 \end{aligned} \quad (.7.10)$$

Au niveau du terme 2 :

Les valeurs de la concentration au niveau des faces doivent être exprimées en fonction de la concentration au niveau des points intérieurs aux volumes. On utilise pour cela un schéma amont :

$$\begin{aligned} C_e &= C_{i,j} \text{ et } C_w = C_{i-1,j} \text{ si } u > 0 \\ C_e &= C_{i+1,j} \text{ et } C_w = C_{i,j} \text{ si } u < 0 \end{aligned} \quad (.7.11)$$

donc :

$$\begin{aligned} uC_e &= \max(u_{i,j}^e, 0)C_{i,j} - \max(-u_{i,j}^e, 0)C_{i+1,j} \\ uC_w &= \max(u_{i,j}^w, 0)C_{i-1,j} - \max(-u_{i,j}^w, 0)C_{i,j} \end{aligned} \quad (.7.12)$$

Au niveau du terme 3 :

On utilise là aussi un schéma amont, mais qui sera combiné avec le terme de vitesse gravitationnelle du terme 4, et écrit ci-après.

Au niveau du terme 4 :

terme  $\overline{w'c'}$  : on utilise l'hypothèse de viscosité turbulente  $\overline{w'c'} = -K \frac{\partial C}{\partial z}$  où K est le coefficient de diffusion turbulente de l'aérosol. On va écrire :

$$-[\overline{w'c'}_t - \overline{w'c'}_b] = (K \frac{\partial C}{\partial z})_t - (K \frac{\partial C}{\partial z})_b = K_{i,j}^t \frac{C_{i,j+1} - C_{i,j}}{(\delta z_j)_t} - K_{i,j}^b \frac{C_{i,j} - C_{i,j-1}}{(\delta z_j)_b} \quad (.7.13)$$

terme  $-V_g C$  : la vitesse de chute gravitationnelle pour une particule sphérique, dans le cas le plus simple (pas de glissement, régime de Stokes ( $Re \ll 1$ ), pas d'humidité) s'exprime par :  $V_g = \frac{2\rho_p g r^2}{9\mu}$  où  $\rho_p$  est la masse volumique de la particule, r le rayon de la particule,  $\mu$  la viscosité dynamique de l'air.

On combine ce terme avec le terme (3) en le faisant passer dans le membre de gauche de l'équation de bilan, ce qui donne :

$$[-(V_g C)_t + (V_g C)_b + (wC)_t - (wC)_b] = [(w - V_g)C]_t - [(w - V_g)C]_b \quad (.7.14)$$

$$\begin{aligned} C_t &= C_{i,j} \text{ et } C_b = C_{i,j-1} \text{ si } (w - V_g) > 0 \\ C_t &= C_{i,j+1} \text{ et } C_b = C_{i,j} \text{ si } (w - V_g) < 0 \end{aligned} \quad (.7.15)$$

donc :

$$\begin{aligned} [(w - V_g)C]_b &= \max(w_{i,j}^b - (V_g)_{i,j}^b, 0)C_{i,j-1} - \max((V_g)_{i,j}^t - w_{i,j}^b, 0)C_{i,j} \\ [(w - V_g)C]_t &= \max(w_{i,j}^t - (V_g)_{i,j}^t, 0)C_{i,j} - \max((V_g)_{i,j}^t - w_{i,j}^t, 0)C_{i,j+1} \end{aligned} \quad (.7.16)$$

terme  $-D_c \frac{\partial C}{\partial z}$  : il doit être normalement très faible comparé à la diffusion turbulente notamment.

On le combine directement avec le terme  $\overline{w'c'} = -K \frac{\partial C}{\partial z}$ , ce qui donne pour les deux termes :

$$-[(\overline{w'c'} - D_c \frac{\partial C}{\partial z})_t - (\overline{w'c'} - D_c \frac{\partial C}{\partial z})_b] = (K_{i,j}^t + D_{c,i,j}^t) \frac{C_{i,j+1} - C_{i,j}}{(\delta z_j)_t} - (K_{i,j}^b + D_{c,i,j}^b) \frac{C_{i,j} - C_{i,j-1}}{(\delta z_j)_b} \quad (.7.17)$$

L'équation de bilan de la concentration intégrée dans un volume intérieur du maillage est

discretisée et devient alors :

$$\begin{aligned} & \Delta z_j \{-\max(u_{i,j}^w, 0)C_{i-1,j} + [\max(u_{i,j}^e, 0) + \max(-u_{i,j}^w, 0)]C_{i,j} - \max(u_{i,j}^e, 0)C_{i+1,j}\} \\ & + (C_{i,j} - C_{i,j}^0) \frac{\Delta x \Delta z_j}{\Delta t} \\ & \Delta x \{-\max(w_{i,j}^b - (V_g)_{i,j}^b, 0)C_{i,j-1} + [\max(w_{i,j}^t - (V_g)_{i,j}^t, 0) + \max((V_g)_{i,j}^b - w_{i,j}^b, 0)]C_{i,j} \\ & - \max((V_g)_{i,j}^t - w_{i,j}^t, 0)C_{i,j+1}\} \\ & \Delta x \{(K_{i,j}^t + D_{i,j}^t) \frac{C_{i,j+1} - C_{i,j}}{(\delta z_j)_t} - (K_{i,j}^b + D_{i,j}^b) \frac{C_{i,j} - C_{i,j-1}}{(\delta z_j)_b}\} + \Delta x \Delta z_j \overline{S_{i,j}} \end{aligned} \quad (.7.18)$$

Que l'on écrit sous forme de coefficients :

$$-a_{i,j}^B C_{i,j-1} + a_{i,j} C_{i,j} - a_{i,j}^T C_{i,j+1} = a_{i-1,j} C_{i-1,j} C_{i-1,j} + a_{i+1,j} C_{i+1,j} + a_{i,j}^0 C_{i,j}^0 + b_{i,j} \quad (.7.19)$$

avec :

$$\begin{aligned} a_{i-1,j} &= \Delta z_j \max(u_{i,j}^w, 0) \\ a_{i+1,j} &= \Delta z_j \max(-u_{i,j}^e, 0) \\ a_{i,j}^B &= \Delta x \{ \max(w_{i,j}^b - (V_g)_{i,j}^b, 0) + \frac{K_{i,j}^b + D_{i,j}^b}{(\delta z_j)_b} \} \\ a_{i,j}^T &= \Delta x \{ \max((V_g)_{i,j}^t - w_{i,j}^t, 0) + \frac{K_{i,j}^t + D_{i,j}^t}{(\delta z_j)_t} \} \\ a_{i,j}^0 &= \frac{\Delta x \Delta z_j}{\Delta t} \\ b_{i,j} &= \Delta x \Delta z_j \overline{S_{i,j}} \\ a_{i,j} &= a_{i,j}^B + a_{i,j}^T + a_{i-1,j} + a_{i,j}^0 + \Delta z_j (u_{i,j}^e - u_{i,j}^w) + \Delta x [(w_{i,j}^t - V_{g,i,j}^t) - (w_{i,j}^b - V_{g,i,j}^b)] \end{aligned} \quad (.7.20)$$

### Points inférieurs ( $j = 0$ )

La condition aux limites appliquée pour l'écoulement d'air est que le flux d'air à travers le sol est nul ( $w_b = 0$ ). Pour l'équation de concentration (intégrée ici), la condition aux limites sera un flux imposée à la surface, pouvant être variable en  $x$  :  $F_{sea}$ . En adaptant l'équation pour le cas général d'un point intérieur on obtient :

$$\begin{aligned} & (C_{i,0} - C_{i,0}^0) \frac{\Delta x \Delta z_0}{\Delta t} + \Delta x [\max(w_{i,0}^t - (V_g)_{i,0}^t, 0)C_{i,0} - \max((V_g)_{i,0}^t - w_{i,0}^t, 0)C_{i,1}] \\ & + \Delta z_0 \{-\max(u_{i,0}^w, 0)C_{i-1,0} + [\max(u_{i,0}^e, 0) + \max(-u_{i,0}^w, 0)]C_{i,0} - \max(u_{i,0}^e, 0)C_{i+1,0}\} \\ & = \Delta x [(K_{i,0}^t + D_{i,0}^t) \frac{C_{i,1} - C_{i,0}}{(\delta z_0)_t} + F_{sea}] + \Delta x \Delta z_0 \overline{S_{i,0}} \end{aligned} \quad (.7.21)$$

D'où l'équation sous forme de coefficients :

$$a_{i,0} C_{i,0} - a_{i,0}^T C_{i,1} = a_{i,0}^0 C_{i,0}^0 + a_{i-1,0} C_{i-1,0} + a_{i+1,0} C_{i+1,0} + b_{i,0} \quad (.7.22)$$

avec :

$$\begin{aligned} a_{i,j}^T &= \Delta x \{ \max((V_g)_{i,0}^t - w_{i,0}^t, 0) + \frac{K_{i,0}^t + D_{i,0}^t}{(\delta z_0)_t} \} \\ a_{i-1,0} &= \Delta z_0 \max(u_{i,0}^w, 0) \\ a_{i+1,0} &= \Delta z_0 \max(-u_{i,0}^e, 0) \\ a_{i,0}^0 &= \frac{\Delta x \Delta z_0}{\Delta t} \\ b_{i,0} &= \Delta x (F_{sea} + \Delta z_0 \overline{S_{i,0}}) \\ a_{i,0} &= a_{i,0}^0 + a_{i,0}^T + a_{i+1,0} + a_{i-1,0} + \Delta z_0 (u_{i,0}^e - u_{i,0}^w) + \Delta x ((w_{i,0}^t - V_{g,i,0}^t)) \end{aligned} \quad (.7.23)$$

### Autres frontières

\* Supérieure : on supposera être suffisamment haut pour avoir une concentration nulle

(à vérifier éventuellement). Quelque soit  $x$  (ou l'indice  $i$ ) dans la dernière équation (d'indice  $j = nz - 1$ ) on aura  $C_{i,j+1} = C_{i,nz} = 0$ .

★ amont : un profil vertical de concentration  $C_{in}(z, t)$  devra être imposé. Dans la première équation (d'indice  $i=1$ ), on aura  $C_{i-1,j} = C_{0,j} = C_{in}(z, t)$ . A priori il sera variable en temps et calculé pour chaque pas de temps. Il faut prévoir une interpolation en temps et en espace si les valeurs de  $C_{in}(z, t)$  ne coïncident pas avec la discrétisation retenue (ce qui est très vraisemblable, au moins pour le temps).

★ aval : si l'écoulement reste dirigé suivant les valeurs positives de  $x$  au niveau de la frontière aval, dans la dernière équation (d'indice  $i = nx - 1$ ) la connaissance de  $C_{i+1,j} = C_{nx,j}$  n'est pas nécessaire ( $a_{nx,j}$  si  $u_{i,j}^e \geq 0$ ).

### 7.2.3 Processus paramétrisés

#### a/ Flux turbulent

Le coefficient de mélange turbulent a pour expression  $K = \frac{\kappa u_* z}{\phi(\xi)}$  (Voir paragraphe 1.3.4.b). Pour la fonction universelle de stabilité  $\phi(\xi)$  on choisit la paramétrisation de [Businger et al. \(1971\)](#) :

$$\phi(\xi) = \begin{cases} 1 + 4.7\xi & \text{si } \xi > 0 \\ 1 & \text{si } \xi = 0 \\ (1 - 15.9\xi)^{-1/4} & \text{si } \xi < 0 \end{cases} \quad (.7.24)$$

Pour calculer le critère de stabilité thermique  $\xi$  on utilise dans un premier temps une forme approximée du nombre de Richardson Bulk  $Rib$  qui tient compte de l'ASTD (Air Sea Temperature Differences) ( $T_{air} - T_{mer}$ ) :

$$Rib = \frac{gz(T_{air} - T_{mer})}{T_{air}U_{10}^2} \quad (.7.25)$$

$\xi$  est ensuite donné par les relations de [Deardorff \(1968\)](#) :

$$\xi = \begin{cases} C.Rib & \text{où } C=10 \text{ ([Grachev & Fairall, 1997](#)) et si } Rib < 0 \\ \frac{C.Rib}{1-\alpha Rib} & \text{où } \alpha = 5 \text{ ([Dyer \(1974\)](#)) et si } Rib > 0 \end{cases} \quad (.7.26)$$

La vitesse de frottement  $u_*$  est donnée par la relation .1.25 qui s'écrit dans notre cas :

$$u_* = U_{10}CdN^{1/2} \quad (.7.27)$$

Pour le coefficient d'échange  $CdN$ , on choisit la paramétrisation de [Large & Pond \(1981\)](#) :

$$10^3 CdN = 0.46 + 0.069U_{10} \quad (.7.28)$$

#### b/ Flux de dépôt

Lorsque les aérosols entrent en contact avec la surface de la mer ils disparaissent de l'atmosphère, créant ainsi un flux vertical vers le bas sortant du domaine. Ce flux est proportionnel à la concentration et à un terme de la dimension d'une vitesse (bien que ce n'en soit pas une à proprement parler), appelée vitesse de dépôt :

$$F_d = V_d C \quad (.7.29)$$

où  $C$  est la concentration à une hauteur de référence (sommet de la couche à flux constant).

La vitesse de déposition est exprimée à l'aide de l'hypothèse de la couche à flux constant. L'expression de fait appel à la méthode des résistances en série pour chaque couche ([Slinn & Slinn, 1980](#))(figure .7.2). On trouve comme expression dans [vignati et al. \(2001\)](#) :

$$V_d = \frac{[k'_c + V_g(r_d)][k'_d + V_g(r_w)]}{k'_c + k'_d + V_g(r_w)} \quad (.7.30)$$

avec :

$k'_c = (1 - \kappa)Cd.U$	
$k'_d = \kappa^{-1}Cd.U(Sc^{-1/2} + 10^{-3/St})$	
$St = \frac{V_g U_*^2}{g\nu}$	nombre de stockes
$V_g = \frac{2\rho_p g r^2 C_c}{9\mu}$	vitesse de chute
$C_c = 1 + \frac{\lambda}{r}[1.257 + 0.4e^{-1.1r/\lambda}]$	coefficient de cunningham
$Sc = \frac{\nu}{D}$	nombre de Schmidt
$D = \frac{kT C_c}{3\pi\mu d}$	coefficient de diffusion de l'aérosol ( $k = 1.38.10^{-23} J.K^{-1}$ )

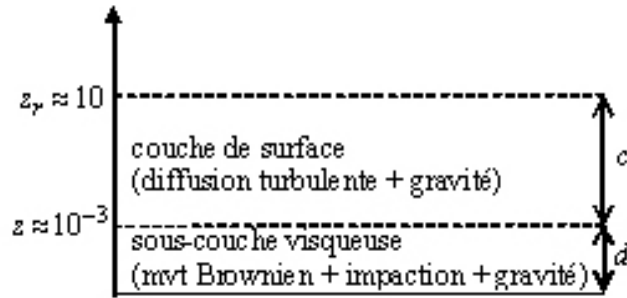


FIGURE .7.2 – Processus de déposition dans la CLS

### c/ Flux d'aérosols

Le flux de production d'aérosols à la surface de la mer est calculé pour deux lieux différents.  
– Pour la zone de surf, on choisit la relation de [Leeuw et al. \(2000\)](#) :

$$\frac{dF}{dr} = 7.10^6 e^{0.23U_1 0r^{-1.65}} \quad (.7.31)$$

Pour  $0.8\mu \text{ m} < r < 10 \mu \text{ m}$  et  $\frac{dF}{dr}$  est exprimé en  $\#.\mu\text{m}^{-1}.m^{-2}.s^{-1}$   
– En pleine mer, la relation utilisée est celle de [Monahan et al. \(1986\)](#) (voir tableau .1.6)

## 7.3 Résultats

### 7.3.1 Comparaisons avec des données expérimentales

La figure .7.3 présente les comparaisons réalisées entre des mesures expérimentales recueillies lors de la campagne de Porquerolles 2007 et les simulation de MacMod. Bien que les résultats présentent encore de larges différences, ils sont encourageants compte tenu des hypothèses simplificatrices faites par le modèle. En effet, pour le moment seuls les aérosols marins sont simulés, il n'y a pas de réactions chimiques ni d'échanges de chaleur et de vapeur avec l'environnement. Les aérosols simulés se comportent comme des traceurs passifs ce qui n'est pas réaliste. Les plus gros écarts se situent pour les particules de  $2\text{ }\mu\text{m}$  et celles inférieures à  $0.3\text{ }\mu\text{m}$ .

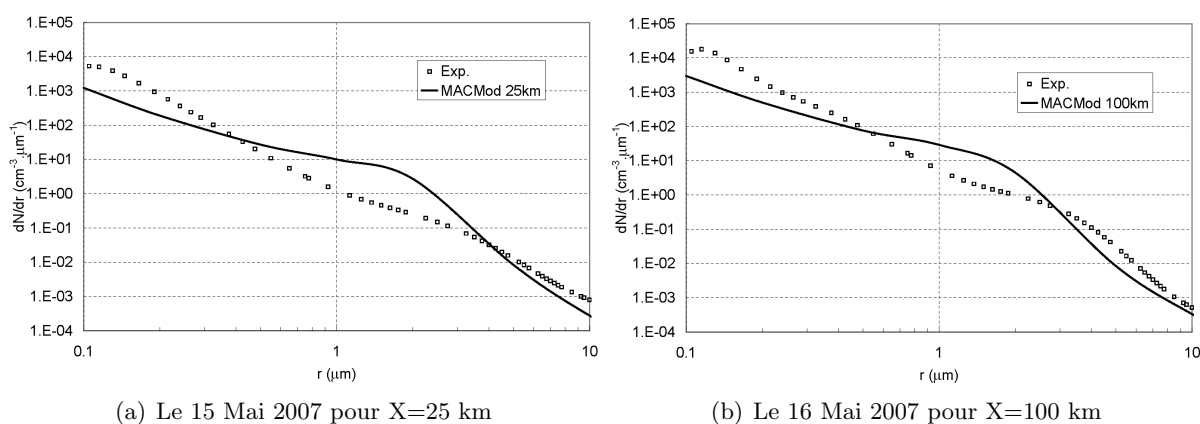


FIGURE .7.3 – Comparaison entre des données expérimentales issues de la campagne de mesures Porquerolles 2007 et les résultats du modèle MacMod

### 7.3.2 Etude du transport des aérosols issus de la zone de surf

#### a/ Influence de l'ASTD

La stabilité des couches atmosphériques dépend du gradient vertical de température potentielle ( $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ ). Quand sa valeur est positive une masse d'air montant dans une couche supérieure sera plus froide et plus dense que l'air environnant, elle aura ensuite tendance à revenir à sa hauteur précédente (le cas de stabilité). À l'opposé, quand le gradient est négatif, une masse d'air qui s'élève sera plus chaude que l'air environnant et aura ensuite tendance à continuer à s'élever (le cas d'instabilité). Pour le moment dans le modèle de transport MacMod on fait l'hypothèse que près de la surface de la mer la température potentielle peut être assimilée à la température. On fait également l'hypothèse, que la température juste au-dessus de la surface de la mer est la même que la température de l'eau. En attendant de futurs développements, nous considérons que le moteur de la stabilité thermique est l'ASTD, c'est à dire la différence entre la température de l'air à une altitude de 10 mètres et la température de la mer. On rappelle qu'en réalité, l'ASTD n'est pas un critère satisfaisant pour décrire la stabilité atmosphérique. En réalité, il faut s'intéresser à  $\xi$ . Le modèle MacMod est au tout début de son développement, le choix des paramétrisations pour la turbulence et la stabilité étant encore un sujet largement ouvert, on préfère dans un premier temps se ramener à des hypothèses simples. Comme le montre la figure .7.4, qui présente  $\phi^{-1}$  en fonction de  $U_{10}$  et de l'ASTD, l'effet de stabilité sera plus important pour des vitesses de vent faibles. Au contraire lorsque les vents sont forts, les effets thermiques auront peu d'influence par rapport à l'instabilité créée par la turbulence d'origine thermique.

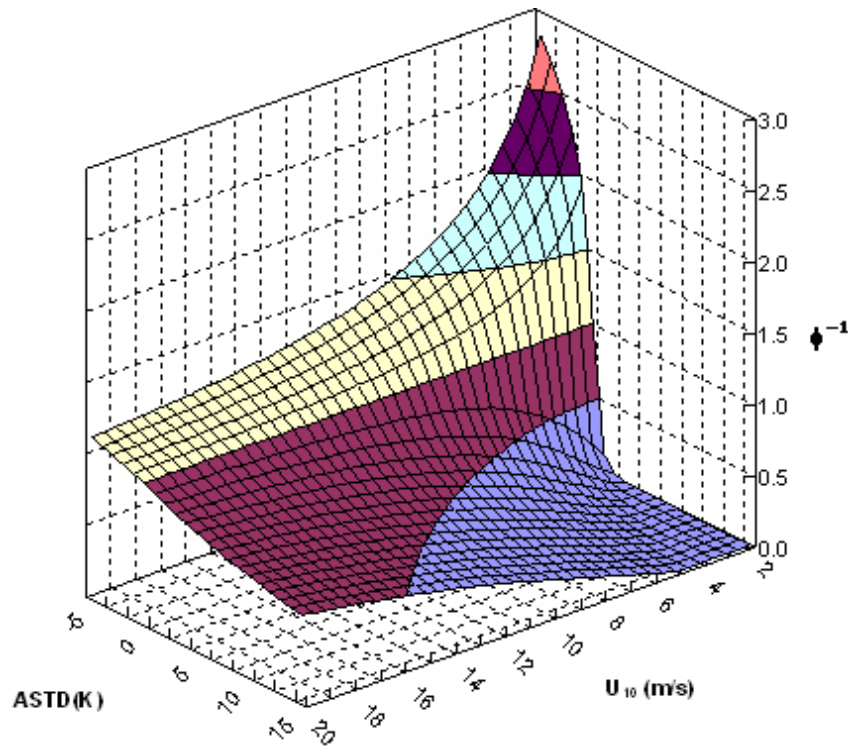


FIGURE .7.4 – Processus de déposition dans la CLS

A faibles vents, une ASTD négative provoquera une plus grande dispersion des aérosols en diminuant les concentrations dans les basses couches de l'atmosphère. A l'opposé, dans une atmosphère stable les aérosols resteront près de la surface de la mer.

#### b/ Propriétés des simulations

Le domaine de calcul constitue une boîte de 100 km dans la direction horizontale (x) et de 600 mètres dans la direction verticale (z). Suivant x le nombre de maille est de  $n_x=400$  et de  $n_z=25$  suivant la hauteur. La longueur de la zone de surf est de 100 mètres. Le pas de temps d'intégration est calculé automatiquement selon la vitesse de vent et la dimension des cellules. Dans cette étude, on considère le cas idéal où la source et les flux de déposition sont constants dans le temps. Le calcul s'arrête automatiquement lorsque les concentrations deviennent stationnaires sur une couche de hauteur 150 mètres. Un exemple de simulation est présenté dans la figure .7.5 pour des temps de 15min, 1h00 et 2h10.



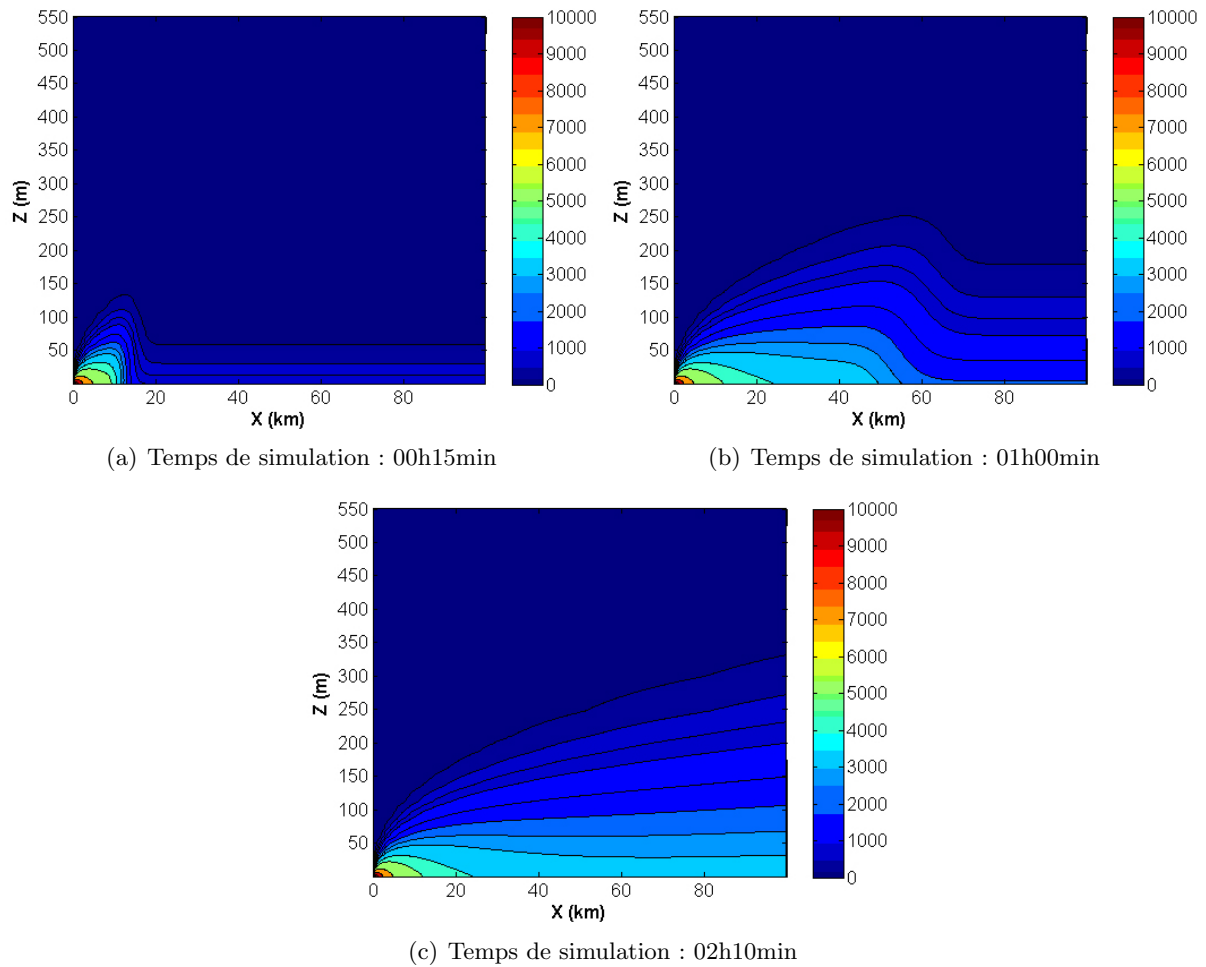


FIGURE 7.5 – Simulation du transport des aérosols issus de la zone de surf pour  $U_{10}=15$  m/s et  $ASTD=-5K$

### c/ Résultats

La figure 7.6 présente pour une taille de particules de  $1\mu m$  les profils horizontaux et verticaux de concentrations à 10 km et 50 km de distance de la côte pour  $U_{10}=5$  m/s . Les simulations ont également été réalisées pour les trois cas de stabilité (instable, neutre, stable). Sur la figure 7.6(a) on observe à proximité des côtes une augmentation des concentrations due à la proximité de la zone de surf où la production d'aérosol est importante. Pour les cas neutre et instable, les maximums de concentrations sont rapidement atteints. Pour le cas stable, le nuage de particule met plus de temps pour atteindre la hauteur de 10 mètres et le maximum de concentration n'apparaît qu'à partir de 8 km de distance. Lorsque on s'éloigne des côtes, les concentrations diminuent plus rapidement quand l'atmosphère est instable.

Les figures 7.6(b) et 7.6(c) montrent que les aérosols sont mieux mélangés verticalement pour les cas de stabilité thermique instable. Les aérosols sont entraînés en hauteur et les concentrations diminuent près de la mer. La figure 7.6(d) compare les concentrations en aérosols obtenues dans le cas instable et stable par rapport à celles obtenues dans le cas neutre. On trouve que le nombre de particules est plus élevé de 80% dans le cas stable et de 20% dans le cas instable.

Un autre exemple de calcul est présenté dans la figure 7.7. La taille des particules considérées est ici de  $5\mu m$ . La vitesse du vent à dix mètres est toujours de 5 m/s. Par rapport aux observations faites précédemment, on trouve que les simulations des cas instables sont similaires sauf que les

concentrations sont supérieures de 10% par rapport au cas neutre. Par contre, pour les cas stables les résultats sont différents. Les figures 7.7(b) et 7.7(d) montrent que peu de particules atteignent l'altitude de 10 mètres. De plus, comme on peut l'observer sur la figure 7.7(a) et 7.7(b), les concentrations sont plus faibles que pour le cas neutre.

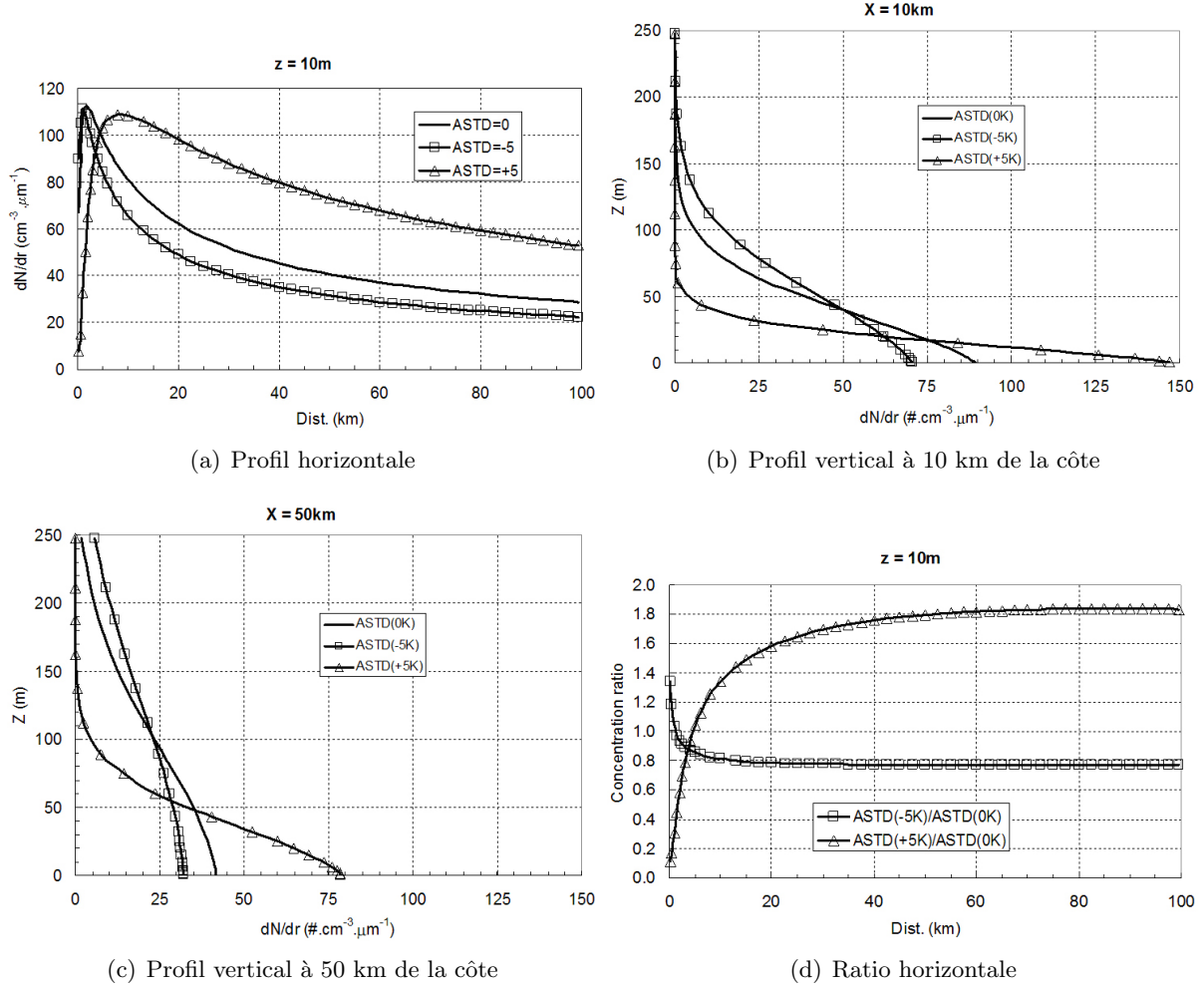


FIGURE 7.6 – Profils de concentrations en aérosols pour  $r=1\mu\text{m}$  et  $U_{10}=5\text{m/s}$

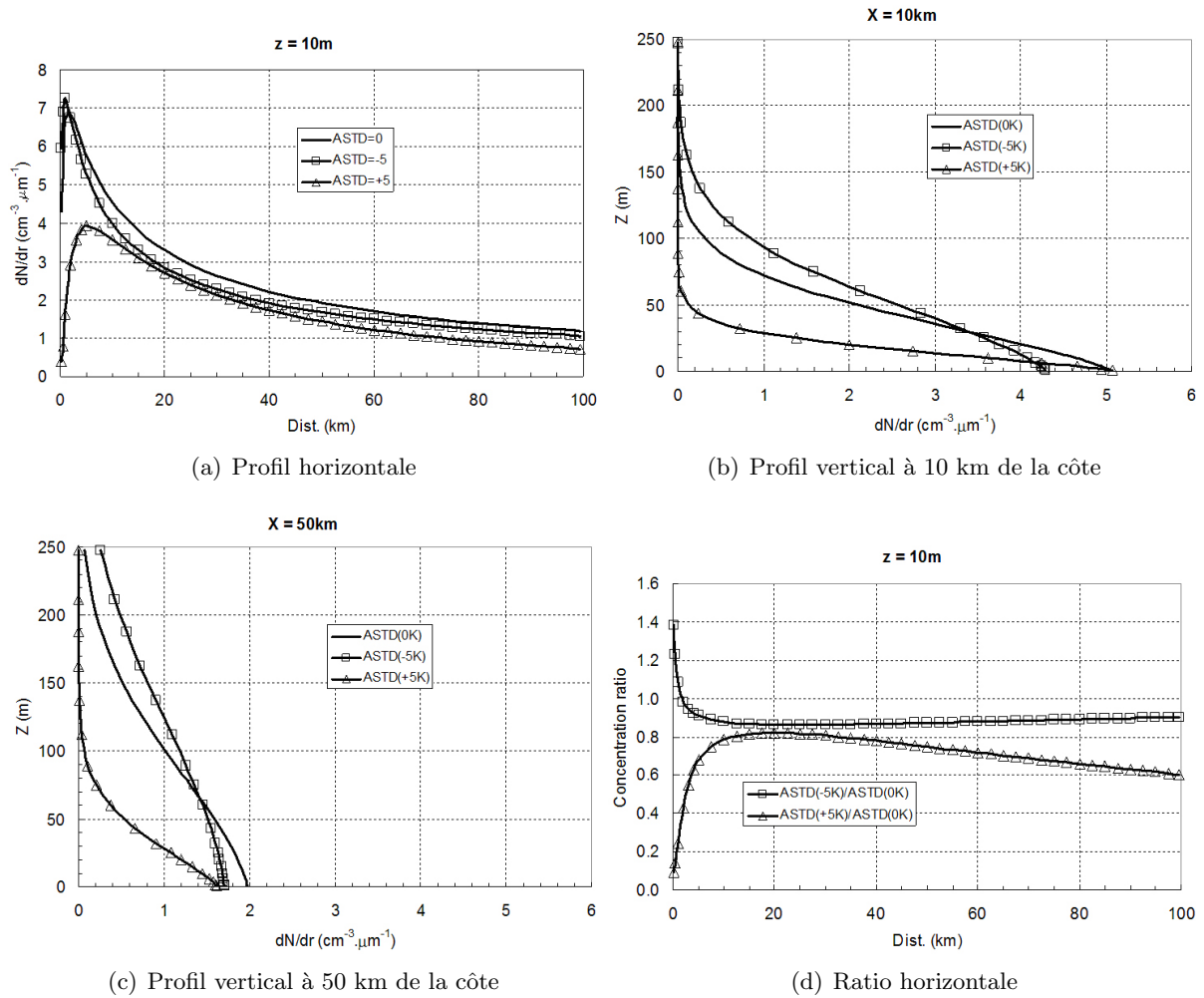


FIGURE 7.7 – Profils de concentrations en aérosols pour  $r=5\mu\text{m}$  et  $U_{10}=5\text{m/s}$

La figure 7.8 compare les concentrations pour le cas stable (figure 7.8(a)) et le cas instable (figure 7.8(b)) par rapport à celles données par le cas neutre, pour plusieurs vitesses de vent et à 50 km de distance par rapport à la côte.

Pour des particules submicroniques dans le cas stable une augmentation de 60% à 80% est trouvée par rapport au cas neutre. Par contre, on observe une diminution de 20 % dans le cas instable. Pour une ASTD positive les aérosols sont moins bien mélangés sur la verticale et ont tendance à rester près de la surface de la mer, leur concentration sera plus haute que dans le cas neutre. Pour une ASTD négative, la dispersion turbulente est accrue.

Pour des particules supermicroniques, on observe des résultats opposés. Dans le cas stable, les aérosols sont pris au piège dans une couche mince proche de la surface. Le ratio de concentrations tombe rapidement quand le rayon grandit. Quand le flux est instable plus d'aérosols atteignent la hauteur de 10 m. La concentration est donc plus grande que pour le cas neutre.

Pour des vitesses de vents modérés et forts, l'effet de la stabilité thermique est diminué. Pour des particules submicroniques, on observe une augmentation de 20% à 30% dans le cas stable et une diminution de 10 % dans le cas instable pour  $U_{10}=10\text{ m/s}$ . Pour  $U_{10}=15\text{ m/s}$  ces valeurs tombent respectivement à 10 % et 5 % ce qui signifie que la stabilité thermique est tout à fait négligeable dans ce cas. Pour des particules supermicroniques, aucun écart significatif n'est trouvé.

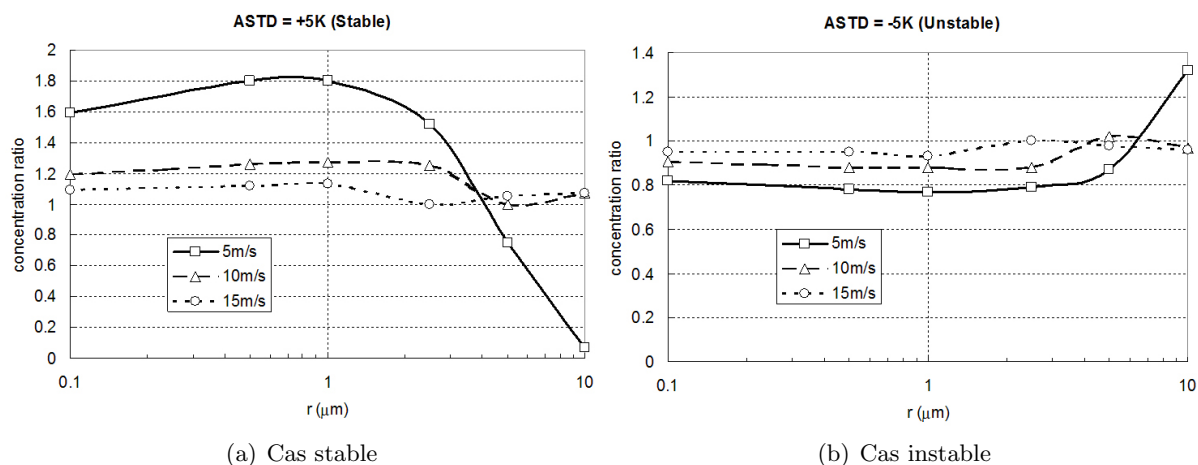


FIGURE 7.8 – Comparaison des concentrations en aérosols pour des cas de stabilité stable et instable par rapport au cas neutre à une distance de 50 km de la côte.

## 7.4 conclusion

L'étude menée dans ce chapitre montre que le modèle de transport (MACMod) en cours de développement au Laboratoire LSEET sera un apport conséquent afin d'améliorer notre compréhension des processus qui influent sur les variations de concentrations d'aérosols. Dans de prochains travaux on pourra, entre autres, étudier l'impact d'une fonction source d'aérosols en prenant en compte les états de la mer pour des conditions de fetch courts.

# Conclusion générale

L'objectif principal de ce travail de thèse concernait l'amélioration de nos connaissances sur la génération et le transport de l'aérosol marin en zone côtière. On souhaitait notamment développer un certain nombre d'outils numériques destinés, à terme, à fournir la variation spatio-temporelle du spectre d'aérosols en zone Méditerranéenne.

La première partie de ce travail nous a permis de fournir un outil intéressant en vue de la couverture spatiale des concentrations d'aérosols. Il consiste à effectuer un couplage entre le modèle météorologique RAMS et le modèle paramétrique de concentrations d'aérosols Medex adapté à la région méditerranéenne. Le modèle numérique fournissant les propriétés du champ de vents, on peut obtenir les concentrations en aérosols pour la gamme de diamètres  $0.1\mu m$ - $20\mu m$  à l'échelle de la zone d'étude, dans notre cas la région varoise. Dans ce travail, on s'est particulièrement intéressé à des cas de Mistral pour lesquels les vents sont forts et la répartition spatiale en direction est inhomogène. Les premiers résultats mettent en relief une répartition spatiale des concentrations en aérosols non-homogène et font apparaître des discontinuités très marquées sur de courtes distances. Celles-ci s'expliquent par le gradient de fetch dû à la présence du trait de côte. Bien que ces différences de concentrations horizontales soient trop marquées pour être réalistes et bien qu'elles mettent en relief une des limitations des modèles paramétriques, c'est à dire qu'ils ne prennent pas en compte la diffusion horizontale des concentrations d'aérosols, cet outil permet de dégager la spécificité du milieu côtier sur les distributions en aérosols.

Les prédictions obtenues sont comparées aux spectres granulométriques mesurés sur l'île de Porquerolles durant la campagne expérimentale que le LSEET a mené en Mai 2007. Les résultats montrent que les concentrations mesurées sont supérieures à celles calculées par le couplage. Il a donc fallu réévaluer les coefficients de Medex à partir de la base de données obtenue en 2007. Si la variabilité saisonnière permet d'expliquer une partie de ces différences, l'étude menée montre qu'il est difficile d'obtenir une bonne prédiction des concentrations pour des fetch courts. Cette étude met donc en relief la problématique toujours d'actualité de trouver une paramétrisation universelle qui ne serait ni tributaire de la saison ni de la spécificité du lieu pour lequel on veut connaître le nombre d'aérosols.

Dans la suite de cette étude on s'est donc intéressé plus particulièrement à la variation temporelle des concentrations en aérosols mesurées sur l'île de Porquerolles pour un régime de Mistral. Il apparaît que le fetch et la vitesse du vent restent des paramètres majeurs influençant le nombre de particules mais d'autres éléments tel comme la variations de la hauteur de la couche limite atmosphérique marine ainsi que la stabilité thermique ont leur importance. Cette étude met également en relief que les modèles paramétriques du type Medex sont encore pénalisés par l'occurrence de conditions instationnaires, particulièrement par fetch court. Pour y remédier il est donc primordiale d'effectuer d'autres mesures afin de mieux contrôler l'évolution des concentrations pour différents cas de stabilité. Il est également fondamental d'étudier l'évolution le l'état de la mer suivant le fetch afin de mieux comprendre la production marine d'aérosols par

le déferlement des vagues, sujet encore largement ouvert.

En l'absence de mesures, les modèles numériques peuvent être un apport conséquent afin d'appréhender l'impact des processus instationnaires sur les concentrations en aérosols. C'est pourquoi le LSEET s'est lancé dans le développement du code de transport MacMOD. Les premiers résultats confirment l'importance de la stabilité thermique sur les profils verticaux et horizontaux de particules.

De là à imaginer réaliser des prédictions réalistes à l'aide du modèle numérique, beaucoup de travail est encore à effectuer tant les processus sont complexes, que ce soit ceux de génération ou de transport dans la CLAM. D'autant plus que, proche des côtes, les caractéristiques de production des aérosols marins par le déferlement sont encore méconnues et font l'objet de nombreux travaux. C'est pourquoi les modèles paramétriques seront encore un apport conséquent à la modélisation. Pour le moment, Medex est une fonction de la vitesse du vent et du fetch, il est certainement possible d'améliorer ses prédictions en accentuant les études sur la corrélation entre les concentrations et des paramètres caractérisant mieux la production par le Whitecaps comme par exemple l'âge des vagues.

A l'heure actuelle, où la problématique environnementale est placée au coeur de notre société et pour laquelle la communauté scientifique s'est fortement investie depuis quelques décennies, les travaux menés au Laboratoire LSEET sont une contribution à l'étude des processus à fine échelle. Afin d'évaluer plus précisément le réchauffement climatique et d'améliorer la prédiction d'événements météorologiques extrêmes (pluie, sécheresse...), où les aérosols jouent un rôle conséquent, les modèles numériques globaux nécessitent des paramétrisations plus poussées de modélisation de processus locaux. Les paramétrisations de concentrations d'aérosols du type de Medex peuvent apporter une information importante d'autant, plus que la Méditerranée est une mer quasi-fermée avec des régions côtières de plus en plus peuplées.

Une des perspectives de ce travail consiste également à relier la variation spatiale des concentrations d'aérosols à l'épaisseur optique en les comparant notamment à des données " Aeronet " pour estimer le forçage radiatif à l'échelle locale et méso.

Une perspective liée au développement du modèle numérique de transport sera de comparer les prédictions du modèle aux distributions en tailles de particules mesurées dans le cas du Mistral, qui correspondent, comme on a pu le voir dans ce document à un fetch de 25 km à Porquerolles. Dans ces conditions, la variation des spectres en tailles est assez bien connue maintenant. On pourrait utiliser ces données pour ajuster le terme source de l'aérosol marin du modèle de transport et ainsi obtenir une fonction source du sel produit de façon primaire pour des états de mer partiellement développés.

Une autre perspective intéressante, consiste à chercher une meilleure estimation des flux de dépôts en fonction des conditions météorologiques typiquement rencontrées sur la région. En utilisant les sorties du modèle MacMOD, on pourrait estimer la répartition spatiale des flux de dépôt, ce qui présente un grand intérêt car le dépôt particulaire, responsable notamment du dépérissement de la végétation sur nos côtes, est une source de pollution importante pour l'environnement côtier Méditerranéen.

# Bibliographie

- AITKEN, J. 1881 On dusts, fogs and clouds. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **volume 30**, pages 337–368. [14](#)
- ANDREAS, E. L., EDSON, J. B., MONAHAN, E. C., ROUAULT, M. P. & SMITH, S. D. 1995 The spray contribution to net evaporation from the sea : A review of recent progress. *Boundary Layer Meteorology*, **volume 72**, pages 3–52. [17](#)
- ASCENSIO, N., DARCHEN, J., DECONINK, D., DZIETARA, S. & KERLEAU, C. 1987 Eléments climatologiques concernant les côtes de la france métropolitaine. *Fasc. VI. Direction de la Météorologie National*, **volume 8**. [56](#), [77](#), [79](#)
- ASCENSIO, N., DARCHEN, J., DECONINK, D., DZIETARA, S. & KERLEAU, C. 1988 Eléments climatologiques concernant les côtes de la france métropolitaine. *Fasc. VII. Direction de la Météorologie National*, **volume 8**. [56](#), [77](#), [79](#)
- BADANIN, A. V. & SOLOVIEV, Y. P. 1998 Field investigation of transformation of the wind wave frequency spectrum with fetch and the stage of development. *Journal Physical Oceanography*, **volume 28**, pages 563–576. [26](#)
- BERGAMETTI, G., DUTOT, A., BUAT-MÉNARD, P., LOSNO, R. & REMOUDAKI, E. 1989 Seasonal variability of the elemental composition of atmospheric aerosol particles over the northwestern mediterranean. *Tellus. Series B, Chemical and physical meteorology*, **volume 41**, pages 353–361. [4](#)
- BISHOP, C. T. 1983 Comparaison of manual wave prediction models. *Journal of Waterway Port, Coastal and Ocean Engineering*, **volume 109**. [28](#), [74](#)
- BLANCHARD, D. C. 1963 The electrification of the atmosphere by particles from bubbles in the sea. *Progress in Oceanography*, **volume 1**, pages 71–202. [16](#), [22](#)
- BLANCHARD, D. C. & SYZDEK, L. D. 1988 Film drop production as a function of bubble size. *Journal of Geophysical Research*, **volume 93**, pages 3649–3654. [15](#)
- BLANCHARD, D. C. & WOODCOCK, A. H. 1957 Bubble formation and modification in the sea its meteorological significance. *Tellus*, **volume 9**, pages 145–158. [16](#)
- BLANCHARD, D. C. & WOODCOCK, A. H. 1958 Bubble formation and modification in sea its meteorological significance. *Tellus*, **volume 9**, pages 145–158. [14](#)
- BLOT, R., PIAZZOLA, J. & TEDESCHI, G. 2008 Spatial variation of the aerosol concentration over a mediterranean coastal zone and implication on the infrared. *Journal of Optical Engineering* **volume 47**. [59](#)
- BORISENKOV, E. P. 1974 Some mechanism of atmosphere-ocean interaction under stormy weather conditions. *Problems Artic Antarctic*, pp. 73–83. [17](#)



- BORTKOVSKII, R. S. 1973 On the mechanism of interaction between the ocean and the atmosphere during a storm. *Fluid. Mech.-Sov. Res*, **volume 2**, pages 87–94. [17](#)
- BORTKOVSKII, R. S. 1987 Air-sea exchange of heat and moisture during storms. *D. Reidel Publishing compagny. Dordrecht*, p. 194. [17](#)
- BRETSCHNEIDER, C. L. 1970 Wave forecasting relations for wave generation. *Look Lab/Hawaii*, **volume 6**. [27](#), [28](#)
- BUSINGER, J. A., WYINGAARD, J. C., IZUMI, I. & BRADLEY, E. F. 1971 Flux-profile relationship in the atmosphere surface layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **volume 28**, pages 181–189. [12](#), [64](#), [139](#)
- BYUN, D. W. 1990 On the analytical solution of flux profil relationships for the atmospheric surface layer. *Journal of Applied Meteorology*, **volume 29**, pages 652–657. [128](#)
- CARTER, D. J. T. 1982 Prediction of wave height and period for a constant wind velocity using the jonswap results. *Ocean Engineering*, **volume 9**, pages 17–33. [26](#), [27](#), [28](#)
- CAVALLI, F. 2004 Advances in characterization of size-resolved organic matter in marine aerosol over the north atlantic. *Journal of geophysical research*, **volume 109**. [48](#)
- CELIE, S. 2007 Thèse de doctorat : Détermination des zones d’implantation d’éoliennes offshore flottantes en zone côtière méditerranéenne à partir d’un modèles atmosphérique. *Université du Sud Toulon-Var* . [60](#)
- CHAEN, M. 1973 Studies on the production of sea-salt particles on the sea surface. *Memories of falculty of Fisheries, Kagoshima University*, **volume 22**, pages 49–106. [40](#)
- CHEN, C. & COTTON, W. R. 1983 A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Boundary-Layer Meteorology* **volume 25**, pages 289–321. [65](#), [78](#)
- CLARK, A. D., OWENS, S. R. & ZHOU, J. 2006 An ultrafine sea-salt flux from breaking waves : implications for cloud condensation nuclei in the remote marine atmosphere. *Journal of Geophysical Reasearch*, **volume 111**. [xv](#), [23](#), [24](#), [25](#)
- COTTON, W. R. 2003 Rams 2001 : current status and future directions. *Meteorology and atmospheric physics*, **volume 82**, pages 5–29. [60](#)
- DAVIDSON, K. L., COSMO, J. D., LEEUW, G. D. & EDSON, G. 1983 variation of wind stress, heat and vapor fluxes in vicinity fronts. *Journal of Geophysical Research*, . [14](#)
- DAVIES, H. C. 1976 A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **volume 102**, pages 405–418. [68](#)
- DE-LEEUEW, G. 1986 Size distributions of giant aerosol particles close above sea level. *Journal of Aerosol Science*, **volume 17**, pages 293–296. [40](#)
- DE-LEEUEW, G., NEELE, F. P., HILL, M., SMITH, M. H. & VIGNATI, E. 2000 Production of sea spray aerosol in the surf zone. *Journal of Geophysical Research*, **volume 105**, pages 29,397–29,409. [40](#)
- DEARDORFF, J. W. 1968 Dependance of air-sea transfer coefficients on bulk stability. *Journal of Geophysical Research*, **volume 73**, pages 2549–2557. [139](#)
- DEMOOR, G. 1983 Les théories de la turbulence dans la couche-limite atmosphérique. *Cours et Manuels n°3, Direction de la météorologie* . [9](#), [11](#)

- DIERMENDJIAN, D. 1964 *Electromagnetic scattering on spherical polydispersion*. [18](#)
- DOBSON, F., PERRIE, W. & TOULANY, B. 1989 On the deep-water fetch laws for wind-generated surface gravity waves. *Atmosphere-Ocean*, **volume 27**, pages 210–236. [27](#)
- DONELAN, M. A. 1982 The dependence of the aerodynamic drag coefficient on wave parameters. *American Meteorological Society*, pp. pages 381–387. [14](#)
- DONELAN, M. A., HAMILTON, J. & HUI, W. H. 1985 Directional spectra of wind-generated waves. *Philosophical transactions of the royal society of London, series A : mathematical and physical sciences*, **volume 315**, pages 509–562. [27](#)
- DRIEDONKS, A. G. M. 1981 Dynamics of the well-mixed atmospheric boundary layer. *De Bilt KNMI Sci. Rep.* **volume 81**, pages 189. [128](#)
- DYER, A. J. 1974 A review of flux-profile relationships. *Boundary-Layer Meteorology*, **volume 7**, pages 363–372. [12](#), [139](#)
- EWANS, K. C. & KIBBLEWHITE, A. C. 1990 An examination of fetch-limited wave growth off the west coast of new zealand by comparaison with the the jonswap results. *Journal of Physical Oceanography*, **volumes 20**, pages 915–929. [27](#)
- EXTON, H. J., ALLAN, R. R., LATHAM, J., PARK, P. M. & SMITH, M. H. 1983 The production and dispersal of maritime aerosol. *E. C. Monahan and G. Mac Niocaill, Oceanic Whitecaps*. pp. pages 175–193. [114](#)
- FAIRALL, C. W. & LARSEN, S. E. 1984 Dry deposition, surface production and dynamics of aerosols in marine boundary layer. *Atmospheric Environment*, **volume 18(1)**, pages 69–77. [19](#)
- FITZGERALD, J. W. 1975 Approximation formulas for the equilibrium size of an aerosol particle as a function of its dry size and composition and the ambient relative humidity. *Journal of Applied Meteorology*, **volume 14**, pages 1044–1049. [43](#)
- FRANCIUS, M., VAN-EIJK, A. M. J. & BLOT, R. 2009 Empirical parametrization of whitecap coverage fraction in fetch-limited coastal region. *J.G.R-En Préparation* . [30](#), [31](#)
- GATHMAN, S. G. 1983 Optical properties of the marine aerosol as predicted by navy aerosol model. *Journal of Optical Engineering*, **volume 22**, pages 57–62. [ii](#), [19](#), [70](#), [108](#)
- GATHMAN, S. G. & VAN-EIJK, A. M. J. 1998 Characterizing large aerosols at the lowest levels of the marine atmosphere. *SPIE Proceedings* . [ii](#)
- GEERNAERT, G. L. 1990 Bulk parametrizations for the wind stress and heat fluxes. *Surface wave and fluxes, Volume I, edited by G.L Geernaert and W.J. Plant*. pp. pages 91–172. [9](#), [14](#)
- GEERNAERT, G. L., LARSEN, S. E. & HANSEN, F. 1987 Measurements pf wind stress, heat flux and turbulence intensity during storm conditions over the north sea. *Journal of Geophysical Research*, **volume 92**, pages 13,127–13,139. [14](#)
- GERBER, H. E. 1985 Relative-humidity parametrization of navy aerosol model (nam). *Naval Research Laboratory*, . [43](#)
- GRACHEV, A. A. & FAIRALL, C. W. 1997 Dependence of the monin-obukhov stability parameter on bulk richardson number over ocean. *Journal of Applied Meteorology*, **volume 36**, pages 406–414. [139](#)

- GUAN, C., HU, W., SUN, J. & LI, R. 2007 The whitecap coverage model from breaking dissipation parametrizations of wind waves. *Journal of Geophysical Research* **volume 112**, 30, 31
- GUÉNARD, V. 2004 Thèse de doctorat : Etude du mistral en zone côtière : Approche théoriques et observationnelles appliqués aux campagnes map et escompte. *Université du Sud Toulon-Var* . 60, 68, 79
- HANEL, G. 1976 The properties of atmospheric aerosol particles as a function of the relative humidity at thermodynamic equilibrium with the scattering moist air. *Advances in Geophysics*, **volume 19**, pages 73–188. 43
- HANSSON, J. L. & PHILIPS, O. M. 1999 Wind sea growth and dissipation in the open ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **volume 29**, pages 1633–1647. 117, 122
- HASSELMANN, K. 1973 Measurements of the wind-wave growth and swell decay during the joint the joint north sea wave project (jonswap). *Deutschen Hydrographischen Zeitschrift*, **volume 12**, pages 95. 26
- HASSELMANN, K. 1976 A parametric wave prediction model. *Journal of Physical Oceanography*, **volume 6**, pages 200–228. 27
- HESS, M., KOEPKE, P. & SCHULT, I. 1998 Optical properties of aerosols and clouds : the software package. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **volume 79**, pages 831–844. 4
- HOLTSLAG, A. A. M. & BRUIN, H. A. R. D. 1996 Applied modeling of the nighttime surface energy balance over land. *Journal of Applied Meteorology*, **volume 27**, pages 689–704. 128
- HSU, S. 1986 A mechanism for the increase of wind stress coefficient with wind speed over water surface : A parametric model. *Journal of Physical Oceanography*, **volume 16**, pages 144–150. 27, 28
- DEN HURK, B. J. J. M. V. & HOLTSLAG, A. A. M. 1997 On the parameterization of surface fluxes for various conditions and parameter ranges. *Boundary-Layer Meteorology*, **volume 82**, pages 119–134. 128
- JANSSEN, P. A. E. M. 1991 Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting. *Journal of Physical Oceanography*, **volume 21**, pages 1631–1642. 10
- JUNGE, C. E. 1963 *Air chemistry and radioactivity*.. 18, 124
- KAHMA, K. K. 1981 A study of the growth of the waves spectrum with fetch. *Journal of Physical Oceanography* **volume 11**, pages 1503–1515. 27
- KAHMA, K. K. & CALKOE, C. J. 1992 Reconciling discrepancies in observed growth of wind generated waves. *Journal of Physical Oceanography*, **volume 22**, pages 1389–1405. 27
- KIEHL, J. T. & RODHE, H. 1995 Modeling geographical and seasonal forcing due to aerosols. *Aerosol Forcing of Climate*, R. J. Charlson and J. Heintzenberg, Eds., John Wiley. . i
- KIENTZLER, C. F., ARONS, A. B., BLANCHARD, D. C. & WOODCOCK, A. H. 1954 Photographic investigation of the projection of droplets by bubbles bursting at a water surface. *Tellus*, **volume 6**, pages 1–7. 16

- KLEMP, J. B. & LILLY, D. K. 1978 Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. *Journal of the Atmospheric Sciences* **volume 35**, pages 78–107. [67](#)
- KLEMP, J. B. & WILHELMSON, R. B. 1977 The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **volume 35**, pages 1070–1096. [67](#)
- KOGA, M. 1986 Characteristic features of a wind wave field with occasional breaking and splashing droplets at high winds. *E. C. Monahan and G. Mac Niocaill (eds.), Oceanic Whitecaps* pp. pages 129–145. [17](#)
- KRAAN, C., OOST, W. A. & JANSSEN, P. A. E. M. 1996 Wave energy dissipation by whitecaps. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **volume 13**, pages 262–267. [30](#), [31](#)
- LAFON, C. 2004 Thèse de doctorat : Evaluation du taux de déferlement en zone côtière méditerranéenne. [26](#)
- LANZA, C. 2007 *Rapport de stage : Réalisation d'un programme d'acquisition de données..* [39](#), [41](#)
- LARGE, W. G. & POND, S. 1981 Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *Journal Physical Oceanography*, **volume 11**, pages 324–336. [14](#), [139](#)
- LAUNIAINEN, J. 1995 Derivation of the relationship between the obukhov stability parameter and the bulk richardson number for flux-profil studies. *Boundary-Layer Meteorology* **volume 76**, pages 165–179. [128](#), [129](#)
- LEEUW, G. D., NEELE, F. P., HILL, M., SMITH, M. H. & VIGNATI, E. 2000 Production of sea spray aerosols in the surf zone. *Journal of Geophysical Research*, **volume 105**, pages 29,397–29,409. [140](#)
- LEWIS, E. R. & SCHWARTZ, S. E. 2004 Sea salt aerosol production mechanisms, methods, measurements and models-a critical review. [22](#), [30](#), [125](#), [127](#)
- LING, S. C. & KAO, T. W. 1978 Parametrization of moisture and heat transfert process over ocean under whitecap sea states. *Journal of Physical Oceanography*, **volume 6**, pages 306–315. [17](#)
- LOUIS, J. F. 1979 A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, **volume 17**, pages 187–202. [64](#), [128](#)
- LOUIS, J. F., TIEDTKE, M. & GELEYN, J. F. 1982 A short history of the operationnal pbl parameterization of ecmwf. *Workshop on planetary boundary layer parameterization*. pp. pages 59–79. [128](#)
- MAHRER, Y. & PIELKE, R. A. 1977 A numerical study of the airflow over irregular terrain. *Breitr. Phys. Atmos.* **volume 50**, pages 98–113. [65](#), [78](#)
- MAKIN, V. K. 1990 Deviation of the mean wind speed profil above waves from the logarithmic distribution. *Atmospheric and Oceanic Physics*, **volume 26**, pages 322–324. [10](#)
- MAKIN, V. K., KUDRYAVTSEV, V. N. & MASTENBROEK, C. 1995 Drag of the sea surface. *Boundary Layer Meteorology*. **volume 73**, pages 159–182. [10](#)
- MARTENSSON, E. M., NILSSON, E., DE LEEUW, G., COHEN, L. H. & HANSSON, H. C. 2003 Laboratory simulations and parameterization of the primary marine aerosol production. *Journal of geophysical research*, **volume 108(D9)**. [xiii](#), [xv](#), [23](#), [24](#), [102](#)

- MASSEL, S. R. 1996 Ocean surface waves : their physics and prediction. *Advanced Series On Ocean Engineering* **volume 11**. [75](#)
- MATRANGA, F. 2008 *Rapport de stage : Réalisation d'un programme d'acquisition de données..* [41](#)
- MESINGER, F. & ARAKAWA, A. 1976 Numerical methods used in atmospheric models. *GARP Publications Series, WMO/ICSU Joint Organizing Committee*, **volume 14**, page 64. [60](#)
- MEYER, M. P., WALKO, R. L., HARRINGTON, J. Y. & COTTON, W. R. 1997 New rams cloud microphysics parameterization. part i : The two-moment scheme. *Journal of atmospheric research* **volume 45**, pages 3–39. [78](#)
- MITSUYASU, H. & RIKIISHI, K. 1978 The growth of duration-limited wind waves. *Journal of Fluid Mechanics*, **volume 85**, pages 705–730. [26](#), [27](#)
- MONAHAN, E. C., DAVIDSON, C. W. & BOYLE, P. J. 1983 Observed intercorrelation between 10m winds, ocean whitecaps and marine aerosols. *The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **volume 109**, pages 375–392. [15](#), [17](#), [22](#)
- MONAHAN, E. C. & O'MUIRCHARTAIGH, I. G. 1980 Optimal power law description of oceanic whitecap coverage dependence on wind speed. *Journal of Physical Oceanography* **volume 10**, pages 2094–2099. [xi](#), [29](#), [30](#), [31](#)
- MONAHAN, E. C. & O'MUIRCHARTAIGH, I. G. 1986 Review article : Whitecaps and the passive remote sensing of the ocean surface. *Int. J. Remote Sens*, **volume 7**, pages 627–642. [30](#)
- MONAHAN, E. C., SPIEL, D. E. & DAVIDSON, K. L. 1986 A model of marine aerosol generation via whitecaps and wave disruption. *Oceanic whitecaps and their role in air-sea exchange processes*, pp. pages 167–174. [23](#), [24](#), [140](#)
- MONIN, A. S. & OBUKHOV, A. M. 1954 The main features of turbulent mixing in the surface atmospheric layer. *Trudy Inst. Geophys. Acad. Sci*, **volume 24**. [11](#), [128](#)
- MONIN, A. S. & YAGLOM, A. M. 1971 Statistical fluid mechanics : Mechanics of turbulence. *The MIT Press, Cambridge, MA, London, UK*, . [9](#)
- O'DOWD, C. D., LANGMANN, B., VARGHESE, S., SCANNELL, C., CEBURNIS, D. & FACCHINI, M. C. 2008 Acombined organic-inorganic sea-spray source function. *Geophysical research letters*, **volume 35**. [101](#)
- O'DOWD, C. D. & SMITH, M. H. 1993 Physicochemical properties of aerosols over northeast atlantic : Evidence for wind-speed related submicron sea-salt prosuction. *Journal of Geophysical Research*, **volume 98(D1)**, pages 1137–1149. [126](#)
- O'DOWD, C. D., SMITH, M. H., CONSTERDINE, I. E. & LOWE, J. A. 1997 Marine aerosol, sea salt, and the marine sulphur cycle : A short review. *Atmospheric Environment*, **volume 31**, pages 73–80. [48](#)
- ORIEUX, A. & POUGET, E. 1984 Le mistral : Contribution à l'étude de ses aspects synoptiques et régionaux. *Direction de la Météorologie, Monographie n°5*, . [xii](#), [55](#)
- ORLANSKI, I. 1976 A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *Journal of Computational Physic*, **volume 21**, pages 251–269. [67](#)



- OTTLEY, C. J. & HARRISON, R. M. 1992 The spatial distribution and particle size of some inorganic nitrogen species over the north sea. *Atmospheric Environment*, **volume 26**, pages 1689–1699. [5](#)
- PAERL, H., BOYNTON, W., DENNIS, R., DRISCOLL, C., GREENING, H., KREMER, J., RABALAIS, N. & SEITZINGER, S. 2000 Atmospheric deposition of nitrogen in coastal waters : biogeochemical and ecological implications. in nitrogen loading in coastal water bodies. *Coastal and Estuarine Studies* **volume 57**, pages 11–53. [i](#)
- PATANKAR, S. V. & SPALDING, D. B. 1972 A calculation procedure for heat, mass and momentum transfer in three-dimensional parabolic flows. *Journal of Heat Mass Transfer* **volume 15**, pages 1787–1806. [134](#)
- PEZZOLI, A. 2001 Thèse de doctorat : Influence des conditions météorologiques sur l'état de surface de la mer en zone côtière : modélisation et prédiction. *Université du Sud Toulon-Var* . [60](#), [80](#)
- PIAZZOLA, J. & DESPIAU, S. 1997 Vertical distribution of aerosol particles near the air-sea interface in coastal zone. *Journal of Aerosol Science*, **volume 28** (numéro 8), pages 1579–1599. [70](#)
- PIAZZOLA, J., FORGET, J. & DESPIAU, S. 2002a A sea spray generation function for fetch-limited conditions. *Ann. Geophys* **volume 20**, pages 121–131. [31](#)
- PIAZZOLA, J., FORGET, P. & DESPIAU, S. 2002b A sea spray generation function for fetch-limited conditions. *Ann. Geophys*, **volume 20**, pages 121–131. [30](#)
- PIAZZOLA, J., VAN-EIJK, A. M. J. & DE-LEEuw, G. 2000 An extinction of the navy aerosol model to coastal areas. *Journal of Optical Engineering*, **volume 39**, pages 1620–1631. [ii](#), [104](#)
- PIAZZOLA, J., VAN-EIJK, A. M. J. & DE-LEEuw, G. 2003 Developpement of the mediterranean extinction code medex. *Journal of Optical Engineering*, **volume 42**, pages 912–924. [19](#), [71](#), [96](#), [108](#), [113](#), [114](#), [125](#)
- PIELKE, R. A., COTTON, W. R., WALKO, R. L. D., TREMBACK, C. J., LYONS, W. A., GRASSO, L. D., NICHOLLS, M. E., MORAN, M. D., WESLEY, D. A., LEE, T. J. & COPELAND 1992 A comprehensive meteorological system - rams. *Meteorology and atmospheric physics*, **volume 49**, pages 69–91. [60](#)
- PIERSON, W. J. & MOSKOWITZ, L. 1964 A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of s.a. kitaigorodskii . *Journal of Geophysical Research*, **volume 69**, pages 5181–5190. [26](#), [28](#)
- PROSPERO, J. & CHARLESON, T. 1981 Saharan air outbreaks over the tropical north atlantic. *PAGEOPH* **volume 119**, pages 677–691. [4](#)
- REID, J. S., JONSON, H. H., SMITH, M. H. & SMIRNOV, A. 2001a Evolution of the vertical profile flux of large sea-salt particles in a coastal zone. *Journal of Geophysical Research*, **volume 106**, pages 12,039–12,053. [40](#)
- REID, J. S., JONSSON, H. H., SMITH, M. H. & SMIRNOV, A. 2001b Evolution of the vertical profile and flux of large sea-salt particles in a coastal zone. *Journal of Geophysical Research*, **volume 106(D11)**, pages 12,039–12,053. [126](#)
- RESCH, F. & AFETI, G. M. 1991 Film drop distributions from bubbles bursting in seawater . *Journal of Geophysical Research*, **volume 96**, pages 10,681–10,688. [15](#)

- REYNOLDS, O. 1894 On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion. *Philosophical transactions of the royal society of London, series A : mathematical and physical sciences*, **volume 186**, pages 123–164. [21](#)
- SEIBERT, P., BEYRICH, F., GRYNING, S., JOFFRE, S., RASMUSSEN, A. & TERCIER, P. 1997 *Mixing Height determination for dispersion Modelling..* [127](#)
- SEINFELD, J. H. & PANDIS, S. N. 1998 atmospheric chemistry and physics : From air pollution to climate change. *J. Wiley, New York* . [i](#)
- SELLEGRI, K., O'DOWD, C. D., YOON, Y. J., JENNINGS, S. G. & DE LEEUW, G. 2006 Surfactants and submicron sea spray generation. *Journal of geophysical research*, **volume 111**. [102](#)
- SLINN, S. A. & SLINN, W. G. N. 1980 Predictions for particle deposition on natural waters. *Atmospheric Environment* **volume 14**, pages 1013–1016. [20](#), [140](#)
- SLINN, W. G. N. 1983 Air to sea transfert of particles. *Air sea exchange of gases and particules*. pp. pages 299–396, Edited by Liss P.S and Slinn W.G.N. [19](#)
- SMITH, M. H., PARK, P. M. & CONSTERDINE, I. E. 1993 Marine aerosol concentrations and estimated fluxes over the sea. *The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **volume 119**, pages 809–824. [23](#), [24](#)
- SMITH, S. D. 1980 Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds. *Journal Physical Oceanography*, **volume 10**, pages 709–726. [14](#)
- SPIEL, D. E. 1994a The number and size of jet drops produced by air bubbles bursting on a fresh water surface. *Journal of Geophysical Research*, **volume 99(C5)**, pages 10,289–10,296. [15](#), [16](#)
- SPIEL, D. E. 1994b The size of jet drops produced by air bubbles bursting on sea- and fresh water surfaces. *Tellus*, **volume 46B**, pages 325–338. [15](#), [16](#)
- SPIEL, D. E. 1997a More on the births of jet drops from bubbles bursting on seawater surfaces. *Journal of Geophysical Research*, **volume 100(C3)**, pages 4995–5006. [15](#), [16](#)
- SPIEL, D. E. 1998 On the births of film drops from bubbles bursting on seawaters surfaces. *Journal of Geophysical Research*, **volume 103C(11)**, pages 24,907–24,918. [15](#)
- STUHLMAN, O. J. 1932 The mechanics of effervescence. *Journnal of Applied Physic*, **volume 2**, pages 457–466. [16](#)
- TANG, I. N., TRIDICO, A. C. & FUNG, K. H. 1997 Thermodynamic and optical properties of sea salt aerosols. *Journal of Geophysical Research*, **volume 102**, pages 23,269–23,275. [43](#)
- TEGEN, I. & FUNG, I. 1982 Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification. *Journal of Geophysical Research* **volume 100**, pages 18,707–18,726. [4](#)
- TIPOLI, G. J. & COTTON, W. R. 1982 The colorado state university three-dimensional cloud/mesoscale model. part i :general theoretical framework and sensitivity experiments. *Atmospheric Research*, **volume 16**, pages 185–220. [61](#)
- TOBA, Y. 1961 Drop production by bursting of air bubble films on the sea surface (iii). study by use of a wind flume. *Memoirs Coll. Sci., Univ. Kyoto Ser. A* **volume 29**, pages 313–344. [112](#)



- TREMBACK, C. J., POWEL, J., COTTON, W. R. & PIELKE, R. A. 1987 The forward in time upstream advection scheme : Extension to higher orders. *Monthly weather review*, **volume 115**, pages 540–550. [61](#)
- VAN-EIJK, A. M. J., COHEN, L. H., NAVARRO, L. J. & DE-LEEuw, G. 2002 Near surface aerosol transmission in the marine environment. *SPIE proceedings* **volume 4884**, pages 160–169. [19](#)
- VAN-EIJK, A. M. J. & DE-LEEuw, G. 1992 Modeling aerosol particle size distributions over the north sea. *Journal of Geophysical Research*, **volume 97** (numéro 9), pages 14,417–14,429. [125](#)
- VANEIJK, A. & KUSMIERCZYK-MICHULEC, J. 2007 Extension of the anam to the coastal aera. *TNO report* . [113](#), [114](#), [115](#)
- VIGNATI, E., DE-LEEuw, G. & BERKOWICZ, R. 2001 Modeling coastal transport and effects of surf-produced aerosols on processes in marine atmospheric boundary layer. *Journal of Geophysical Research*, **volume 106** (numéro D17), pages 20,225–20,238. [140](#)
- VIGNATI, E., DELEEuw, G., SHULZ, M. & PLATE, E. 1999 Characterization of aerosols at a coastal site near vindeby (denmark). *Journal of Geophysical Research*, **volume 104(C2)**, pages 3277–3287. [113](#), [114](#), [125](#)
- WALKO, R. L., COTTON, W. R., MEYER, M. P. & HARRINGTON, J. Y. 1995 New rams cloud microphysics parameterization. part i : The single-moment scheme. *Journal of atmospheric research* **volume 38**, pages 29–62. [78](#)
- WALL, S. M., JOHN, W. & ONDO, J. L. 1988 Measurement of aerosol size distributions for nitrate and major ionic species. *Atmospheric Environment*, **volume 22**, pages 1649–1656. [xi](#), [6](#)
- WEIBULL, W. 1951 A statistical distribution of wide applicability. *Journal of Applied Mechanic* **volume 18**, pages 293–297. [18](#)
- WEN, S., ZHANG, D. C., GUO, P. Z. & CHEN, B. H. 1989 Parameters in wind-wave frequency spectra and their bearings on spectrum form and growth. *Acta Oceanologica Sinica*, **volume 8**, pages 15–39. [27](#)
- WHITBY, K. T. 1978 The physical characteristics of sulfur aerosol. *International Sympsium of sulfur in the atmosphere.,Dubrovnick, Yougoslavie* . [xi](#), [2](#), [3](#)
- WU, J. 1988 Variations of whitecap coverage with wind stress and water temperature. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **volume 13**, pages 262–267. [xi](#), [30](#), [31](#)
- WU, J. 1993 Production of spume droplets by the wind tearing of wave crests :the search for quantification. *Journal of Geophysical Research* **volume C98**, pages 18,221–18,227. [9](#)
- WU, J. 2001 Production functions film drops by bursting bubbles. *Journal of Physical Oceanography*, **volume 31(11)**, pages 3249–3257. [xv](#), [15](#)
- XU, D., LIU, X. & YU, D. 2000 Probability of wave breaking an whitecap coverage in fetch-limited sea. *Journal of Geophysical Research* **volume 105**, pages 14,253–14,259. [30](#), [31](#), [32](#)
- YOON, Y. J., CEBURNIS, D., CAVALLI, F., JOURDAN, O., PUTAUD, J. P., FACCHINI, M. C., DECESARI, S., FUZZI, S., SELLEGRI, K., JENNINGS, S. G. & O'DOWD, C. D. 2007 Seasonal characteristics of the physicochemical properties of north atlantic marine atmospheric aerosol. *Journal of geophysical research*, **volume 112**. [48](#), [101](#), [102](#)

- ZHANG, K. M., ELADIO, M., KNIPPING, ANTHONY, S., WEXLER, PRAKASH, V., BHAVE, G. & TONNESEN, S. 2005 Size distribution of sea-salt emissions as a function of relative humidity. *Atmospheric Sciences*, **volume 39**, pages 3373–3379. [43](#)







## Résumé de thèse :

### **Etude et modélisation des variations spatio-temporelles des distributions d'aérosols en zone côtière Méditerranéenne.**

Avec 70 % de la surface de la planète recouverte par les mers et les océans, la présence de particules salées, produites majoritairement par le déferlement de vagues, représente une composante majeure dans le cycle géochimique de l'atmosphère et dans le bilan radiatif terrestre. Nos connaissances doivent progresser vers une description et une modélisation des flux actuels plus précises afin d'être capable d'anticiper les changements éventuels de la composition de l'atmosphère.

Ce travail de thèse s'inscrit dans le cadre général d'une meilleure caractérisation des particules injectées dans l'atmosphère par le déferlement des vagues. Un des objectifs est d'étudier la validité des modèles paramétriques et numériques pour prédire la variation spatio-temporelle des particules d'aérosols à l'échelle locale et régionale.

Une première partie du travail est consacrée à l'étude de la variation spatiale des concentrations d'aérosols dans une zone côtière méditerranéenne. Pour ce faire, un couplage entre un code météorologique méso-échelle (RAMS) et un modèle déterministe de distributions d'aérosols développé par le LSEET (Medex) a été réalisé. Les prédictions du couplage sont confrontées aux données enregistrées lors d'une campagne expérimentale menée en mai 2007 à la station de mesures du laboratoire sur l'île de Porquerolles.

Une deuxième partie du travail s'est concentrée sur l'amélioration du modèle paramétrique Medex. A partir, de données enregistrées en mai 2007, les prédictions de Medex ont été affinées, en particulier par correction de l'influence saisonnière.

Dans une troisième partie, on s'est intéressé aux paramètres qui influencent les variations de concentrations en aérosols lors d'un épisode de Mistral. Il est montré que des paramètres autres que la vitesse du vent interviennent, tel que le fetch et la hauteur de la couche limite marine.

Une dernière partie est consacrée au développement d'un modèle numérique de transport des aérosols. Les premiers résultats permettent de montrer l'influence de la stabilité atmosphérique sur les profils horizontaux et verticaux d'aérosols.

**Mots clés :** Aérosols marins, zone côtière, vagues, déferlement, couche limite atmosphérique marine, modèle paramétrique, couplage numérique.